Commission géologique du Canada

Géologie du Canada n° 4

GÉOLOGIE DE L'OROGÈNE DE LA CORDILLÈRE AU CANADA

Rédacteurs

H. Gabrielse et C.J. Yorath

1991

Le présent ouvrage constitute le volume G-2 de la série *Geology of North America* produite par la *Geological Society of America* dans le cadre du projet *Decade of North American Geology*.

93-02351/

© Ministère des Approvisionnements et Services Canada 1992

En vente au Canada par l'entremise de nos
agents libraires agréés et autres librairies
ou par la poste auprès du

Groupe Communication Canada – Édition
Ottawa, Canada K1A 0S9

et des:

Bureaux de la Commission géologique du Canada:

601, rue Booth
Ottawa, K1A 0E8

3303-33rd Street N.W.,
Calgary, Alberta T2L 2A7

100, West Pender Street
Vancouver, B.C. V6B 1R8

Des exemplaires de cette publication sont également
déposés dans diverses bibliothèques publiques du Canada.

N° de catalogue M40-49/4F
ISBN 0-660-92545-1

Prix sujet à changement sans préavis

This publication is also available in English.

Révision scientifique
P. St-Julien

Révision technique
B. Couture

Traduction
Bureau de la traduction, Secrétariat d'État
Traducteurs principaux: N. Lemieux
J. Kingsley
M. Veyrat

Conception et mise en page
P.A. Melbourne

Cartographie
A. Oliveric, CGC, Vancouver
Sections de la cartographie à Ottawa et à Calgary

Page couverture

Photo prise vers l'ouest montrant les monts Serra I à V (au centre), Asperity et Tiedemann (à l'extrême droite) dans la région du mont Waddington, dans la chaîne Côtière. La roche granitique au premier plan se compose de granodiorite et de tonalite typiques du Complexe plutonique côtier. (Photo: G.J. Woodsworth). KGS-2300

Imprimé au Canada

PRÉFACE

La série *Geology of North America* a été préparée pour marquer le centenaire de la Geological Society of America. Elle représente l'effort de collaboration de plus de mille personnes appartenant aux milieux universitaires, organismes d'État et fédéraux de nombreux pays, et les efforts de l'industrie en vue de préparer des synthèses qui, dans la mesure du possible, soient à jour et fassent autorité, relativement à la géologie du continent nord-américain et des régions océaniques adjacentes.

Cette série fait partie du projet *Decade of North American Geology* (DNAG), qui inclut aussi la préparation de huit cartes établies à l'échelle de 1/5 000 000 et résumant la géologie, la tectonique, la configuration des anomalies magnétiques et gravimétriques, les champs régionaux de contraintes, les caractéristiques thermiques, la sismicité et la néotectonique de l'Amérique du Nord. Rassemblés, les volumes et cartes de synthèse constituent le premier effort coordonné visant à intégrer toutes les connaissances existantes sur la géologie et la géophysique d'une plaque crustale à l'échelle régionale.

Les résultats du projet DNAG exposent les connaissances acquises au cours des années 80 en matière de géologie et géophysique de l'Amérique du Nord, et indiquent l'orientation des recherches à poursuivre au cours des prochaines décennies.

Depuis sa fondation en 1842, la Commission géologique du Canada a préparé et publié des compilations sur la géologie du Canada. Ce volume représente une partie de la septième synthèse de ce type; en plus de constituer une portion des séries du projet DNAG, il est l'un des neuf volumes composant l'édition la plus récente de la *Géologie du Canada*.

J.O. Wheeler
Rédacteur général des volumes
publiés par la
Commission géologique du Canada

A.R. Palmer
Rédacteur général des volumes
publiés par la
Geological Society of America

REMERCIEMENTS

Bien que la série de la *Géologie du Canada* soit produite et publiée par la Commission géologique du Canada, les personnes et organismes mentionnés ci-dessous, par l'entremise de la Fondation canadienne de géologie, ont aidé à assumer les coûts spéciaux reliés au volume sur l'orogène appalachien au Canada et au Groenland.

Alberta Energy Co. Ltd.
Bow Valley Industries Ltd.
Société BP du Canada Ltée
L'Énergie Canterra Ltée
Ressources énergétiques Norcen Ltée
Petro-Canada
Shell Canada Ltée
Ressources Westmin Ltée
J.J. Brummer
D.R. Derry (décédé)
R.E. Folinsbee

Frontispice

Photo prise vers le nord-ouest montrant les montagnes à l'arrière de la ville de Cassiar, dans le nord de la Colombie-Britannique. Les lithologies de couleur sombre en surface altérée (en haut à droite) sont composées de roches sédimentaires, volcaniques et ultramafiques de milieu océanique qui appartiennent à l'Allochtone de Sylvester (terrane de Sylvester) et qui renferment le gisement d'amiante chrysotile de Cassiar près de leur contact inférieur avec les carbonates de couleur gris clair en surface altérée du Groupe de McDame du Dévonien moyen (terrane de Cassiar). Les roches à l'arrière-plan, au-delà de la ville de Cassiar, se composent principalement de granites du Crétacé moyen de la Suite plutonique de Cassiar qui sont encaissés dans des strates métamorphisées datant du Protérozoïque tardif et du Cambrien moyen. (Photo : H. Gabrielse).

TABLE DES MATIÈRES

Avant-propos 1

CHAPITRES

1. Introduction 3
2. Cadre tectonique 15
3. Le paléomagnétisme et ses implications tectoniques 61
4. Socle précambrien de la Cordillère canadienne 87
5. Assemblages du Protérozoïque moyen 97
6. Assemblages du Protérozoïque supérieur 125
7. Assemblages du Cambrien au Dévonien moyen 151
8. Assemblages du Dévonien supérieur au Jurassique moyen 219
9. Assemblages du Jurassique supérieur au Paléogène 329
10. Assemblages du Néogène 373
11. Évolution physiographique de la Cordillère canadienne 403
12. Glaciation et sédimentation quaternaires 419
13. Le régime actuel de la tectonique des plaques sur la marge continentale de l'Ouest du Canada 435
14. Régimes volcaniques 457
15. Régimes plutoniques 491
16. Métamorphisme 533
17. Styles structuraux 571
18. Synthèse tectonique 677
19. Métallogénie régionale 707
20. Ressources en énergie et en eaux souterraines de la Cordillère canadienne 769
21. Les catastrophes naturelles 803
22. Problèmes en suspens 817

AVANT-PROPOS

Depuis 1909, la Commission géologique du Canada a publié cinq éditions de «Geology and Economic Minerals of Canada». La plus récente, celle de R.J.W. Douglas publiée en 1970, présentait une synthèse de la géologie canadienne qui, sous plusieurs aspects, surpassait nettement toutes les autres, notamment grâce à l'enrichissement considérable de la base de données au cours des quinze années précédentes. Malgré un contenu plus riche, cette édition, comme les quatre précédentes, tenait en un seul volume. L'édition que nous proposons aujourd'hui comporte neuf volumes, dont six sont consacrés à une région particulière et deux à un thème particulier, le dernier tenant lieu de récapitulatif. Sa publication s'inscrit dans le cadre de la Décennie de la géologie nord-américaine, que la Geological Society of America a instituée en 1980. Jamais un ouvrage n'a traité de la géologie des diverses régions du Canada dans une perspective aussi large.

Entre l'édition 1970 de «Geology and Economic Minerals of Canada» (et sa traduction française «Géologie et ressources minérales du Canada») et le présent volume, nos connaissances se sont enrichies de quinze années de recherche sur l'orogène de la Cordillère canadienne. En outre, dans cet intervalle, il a été possible aux chercheurs d'appliquer de nouveaux concepts reliés à la tectonique des plaques qui, encore en 1970, demeuraient passablement méconnus. Le présent volume rend compte évidemment des résultats de tous ces travaux. Il est divisé en vingt-deux chapitres, les uns traitant de différents aspects de la stratigraphie dans un ordre chronologique, les autres considérant séparément les diverses disciplines qui interviennent dans l'étude géologique de la Cordillère. Tous ont été rédigés par des chercheurs qui font autorité dans leur domaine, avec la contribution d'un grand nombre de chercheurs du milieu universitaire, de la British Columbia Geological Survey et de la Commission géologique du Canada.

Même si le nombre de collaborateurs dépasse la soixantaine, les chapitres demeurent dans une large mesure solidaires les uns des autres et forment un tout indissociable. En raison de la très grande complexité de la géologie de la Cordillère, les coordonnateurs des chapitres ont décidé dès le début qu'ils confieraient la rédaction des diverses parties de l'ouvrage à des spécialistes de chaque discipline. Aussi, dans le travail de révision, s'est-on attaché davantage au contenu et à la forme qu'au style. Il est fait état dans le présent volume de toutes les opinions exprimées sur une question donnée, dans la mesure où elles ne sont pas contredites par les données factuelles. Tous les chapitres ont été soumis à plusieurs évaluations critiques, notamment celles des coordonnateurs. On a tenu aussi à recueillir les points de vue d'un spécialiste «de l'extérieur» en géologie de la Cordillère, et d'un généraliste «de l'extérieur» qui représentait l'opinion du non-spécialiste.

Le présent volume s'adresse à un auditoire varié. Puisse-t-il constituer une source d'information et un ouvrage de référence utiles à tous ceux et celles qui s'intéressent aux sciences de la Terre, qu'ils soient étudiants, enseignants ou géologues d'exploration.

H. Gabrielse
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
Vancouver, Colombie-Britannique

C.J. Yorath
Centre géoscientifique du Pacifique
Commission géologique du Canada
Sidney, Colombie-Britannique

Chapitre 1

INTRODUCTION

Description régionale
Contenu du volume
Concepts et terminologie
Rétrospective des études géologiques
Remerciements
Référence

Chapitre 1

INTRODUCTION

H. Gabrielse et C.J. Yorath

DESCRIPTION RÉGIONALE

Le secteur canadien de l'orogène de la Cordillère s'étend sur une superficie de plus de 1,6 million de kilomètres carrés, depuis la base du talus continental à l'ouest, jusqu'à la limite occidentale des strates non déformées des Plaines intérieures. Il est limité au nord par la mer de Beaufort et au sud, 2 000 km plus bas, par la frontière internationale dont la majeure partie coïncide avec le 49e parallèle Nord (carte 1701A, en pochette).

La grande richesse géologique de la région se reflète dans la diversité du relief. Dans la Cordillère orientale, les massifs du Domaine de l'avant-pays, notamment les monts British, Richardson, Ogilvie, Wernecke, Mackenzie et les Rocheuses, se caractérisent par des affleurements spectaculaires de strates sédimentaires. À l'ouest, les roches équivalentes ont été intensément plissées, métamorphisées et injectées de roches granitiques, donnant un relief très accidenté aux monts Selwyn, Kaska et Columbia : c'est le Domaine d'Omineca (voir la carte des domaines géomorphologiques à l'intérieur de la couverture). Par ailleurs, un des linéaments les plus remarquables de la planète, formé par le sillon de Tintina et les sillons des Rocheuses du Nord et du Sud, recoupe le Domaine d'Omineca au Yukon et le sépare du Domaine de l'avant-pays en Colombie-Britannique. Les vallées rectilignes des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord sont occupées par des failles de coulissage dextres, alors que les trois segments arqués du sillon des Rocheuses du Sud, bien que partout associés à des failles, ne portent pas de traces connues de mouvements de coulissage.

Le Domaine intermontagneux, dans le centre de la Colombie-Britannique et le centre sud du Yukon, est constitué d'une grande variété de roches ignées et sédimentaires. Il doit son relief généralement doux à un soulèvement modéré qui s'est échelonné du Crétacé tardif au Cénozoïque et, localement, à la construction de plateaux de laves réguliers et presque horizontaux sur des surfaces d'érosion du Cénozoïque. Les plateaux du Yukon et du nord de la Colombie-Britannique sont séparés de ceux du sud par la chaîne Skeena, massif formé essentiellement de roches sédimentaires intensément plissées du Mésozoïque.

Le Domaine intermontagneux est bordé à l'ouest par le Domaine côtier, constitué par les sommets englacés de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades, avec une zone axiale de roches plutoniques et métamorphiques ayant subi un soulèvement considérable. Le relief local de la région est en outre modelé par de nombreux fjords qui, de l'océan Pacifique, traversent et découpent profondément le Domaine côtier.

Dans le Domaine insulaire, le relief relativement adouci, quoique encore accidenté, des montagnes des îles de la Reine-Charlotte et de l'île de Vancouver contraste avec l'élévation majestueuse des sommets englacés du massif St. Elias, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique et le sud-ouest du Yukon. Les deux chaînes sont formées de roches similaires, mais on croit que le massif St. Elias doit son relief spectaculaire à une interaction récente et continue des plaques nord-américaine et pacifique.

Aux entités physiographiques du Cénozoïque tardif de la Cordillère, se superposent des formes d'érosion et de construction associées à des glaciations locales et régionales. Seule la région du Klondike, qui dans l'ouest du Yukon se trouve protégée des précipitations par le massif St. Elias, a échappé à la glaciation comme en fait foi son relief relativement adouci.

CONTENU DU VOLUME

Le présent volume s'ouvre sur une description sommaire du cadre tectonique de la Cordillère, avec ses domaines géomorphologiques, ses assemblages tectonostratigraphiques et ses terranes constitutifs. Le premier chapitre traite également de l'application de la paléontologie à la biostratigraphie des terranes, à la chronologie de leur assemblage en superterranes, ainsi qu'aux caractéristiques générales de la croûte mises en évidence par les données géophysiques. Le chapitre suivant passe longuement en revue les résultats des études paléomagnétiques exécutées dans la Cordillère, de même que leurs implications du point de vue de la translation et de la rotation des principaux terranes constitutifs.

Viennent ensuite sept chapitres (chapitres 4 à 10) consacrés à la stratigraphie de la Cordillère. Les descriptions stratigraphiques s'articulent autour des assemblages tectoniques reconnus dans le miogéoclinal de l'ouest du craton nord-américain et dans un ou plusieurs terranes constitutifs de la Cordillère. Des tableaux de corrélation (en pochette) illustrent la stratigraphie de la Cordillère dans 90 localités choisies à travers la région. Le complément indispensable de ces tableaux est la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712A, en pochette), et la légende qui l'accompagne, qui illustre la distribution des assemblages tectoniques et les définit selon la lithologie, l'origine et le milieu tectonique. Cette carte a en outre servi de base à la Carte des terranes (carte 1713A, en pochette), de telle sorte que l'une peut être comparée à l'autre directement et

Gabrielse, H. et Yorath, C.J.
1991: Introduction; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 1, rév. par H. Gabrielse et C.J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi the Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

qu'il est possible au lecteur d'observer le degré de contraste stratigraphique entre les divers terranes et entre ceux-ci et le craton nord-américain.

Les sept chapitres qui suivent (chapitres 11 à 17) traitent chacun d'un aspect particulier de la géologie cordillérienne. Une nouvelle carte physiographique superposée à une image Landsat de la Cordillère (carte 1701A, en pochette) montre l'évolution de la surface terrestre au cours des temps modernes et sa modification par les glaciers. Un chapitre traitant du développement et de la dynamique du régime actuel de la tectonique de plaques, avec les déformations ayant affecté la marge continentale, est suivi d'un chapitre sur l'évolution des régimes volcaniques en relation avec la paléotectonique et la néotectonique des plaques. Viennent ensuite deux chapitres consacrés aux régimes plutoniques et métamorphiques, complétés par des cartes illustrant la distribution des diverses suites compositionnelles et temporelles de roches granitiques (fig. 15-1, en pochette) et par une carte métamorphique nouvelle et détaillée qui réunit des données provenant d'une grande variété de sources, notamment les indices de réflectance de la vitrinite et d'altération des couleurs des conodontes (Carte 1714A, en pochette). Un autre chapitre décrit les nombreux styles structuraux de la Cordillère dans le contexte des terranes et des domaines géomorphologiques dans lesquels ils se présentent; il est illustré de plusieurs coupes structurales régionales (figure 17-1, en pochette). Les deux premières parties du volume se terminent par un chapitre qui présente une synthèse tectonique de la Cordillère et établit des comparaisons avec d'autres orogènes.

Les deux chapitres suivants (19 et 20) traitent de la géologie économique de la Cordillère. Ils décrivent la nature, la distribution et l'origine des gîtes minéraux par rapport aux terranes dans lesquels ils se trouvent. On y parle évidemment des ressources en hydrocarbures, en charbon et en eaux souterraines, mais aussi des ressources en énergie géothermique dont l'exploitation suscite un intérêt relativement récent. Un chapitre consacré aux catastrophes naturelles traite des tremblements de terre, des glissements de terrain, du volcanisme, des inondations, des tsunamis et de l'érosion, et des dangers qu'ils peuvent comporter.

En guise de conclusion, un court chapitre fait le point sur les nombreux problèmes qui continuent à confronter les chercheurs qui s'intéressent à la Cordillère canadienne.

CONCEPTS ET TERMINOLOGIE

La division de la Cordillère en cinq domaines géomorphologiques et en divers terranes a évidemment été déterminante dans l'organisation du présent volume. Depuis une dizaine d'années à peine, on sait qu'une bonne partie de la Cordillère est constituée d'un assemblage de morceaux disparates de croûte, ou terranes, dont certains ont une origine paléolatitudinale éloignée et qui, durant le Mésozoïque et le Cénozoïque, se sont accolés au craton nord-américain. Ces terranes se distinguent les uns des autres par leur stratigraphie essentiellement mais aussi, dans bien des cas, par leur style structural et par l'évolution des régimes volcaniques et plutoniques. Par suite de cette réunion de terranes, la Cordillère est divisée en cinq domaines distincts, présentant les uns par rapport aux autres des différences marquées dans la physiographie, le métamorphisme, le volcanisme, le plutonisme et le style structural, différences héritées, jusqu'à un certain point, des terranes constitutifs. Les limites des domaines tiennent de l'arbitraire, car elles sont définies en fonction de facteurs géologiques et physiographiques combinés. Les limites des terranes, en revanche, correspondent systématiquement à des contacts géologiques et sont souvent colinéaires avec celles des domaines. Ces notions sont expliquées plus en détails au chapitre 2.

D'un bout à l'autre du volume, il sera fait souvent mention du «protocontinent nord-américain» et du «miogéoclinal». Le premier désigne le craton qui, durant tout le Phanérozoïque, est demeuré relativement stable. On croit que, du milieu du Protérozoïque au début du Mésozoïque, la bordure occidentale du protocontinent nord-américain coïncidait avec la partie occidentale du Domaine d'Omineca et la partie méridionale des monts British dans le nord du Yukon (fig. 1-1). Depuis le début du Mésozoïque, plusieurs épisodes d'accrétion de terranes se sont succédés pour finalement donner à la partie occidentale du continent sa physionomie actuelle. Quant au «miogéoclinal», il s'agit d'un prisme de roches supracrustales qui s'épaissit vers l'ouest avant de s'amincir, et qui s'est accumulé, du milieu du Protérozoïque au Jurassique moyen, sur le socle cristallin précambrien, incliné vers l'ouest, du protocontinent nord-américain. Malgré plusieurs ruptures dans sa continuité géométrique, le miogéoclinal sera considéré ici, dans une perspective régionale d'ensemble, comme une vaste surface horizontale à légèrement inclinée vers l'ouest sur laquelle se sont surtout déposés des roches carbonatées d'eau peu profonde et des sédiments silicoclastiques associés.

La terminologie géologique utilisée tout au long du texte, de même que dans les tableaux de corrélation (en pochette), contient deux changements importants par rapport à la terminologie traditionnelle. Dans le premier cas, s'agissant des roches de la Cordillère, les auteurs ont abandonné les subdivisions précambriennes «Aphébien», «Hélikien» et «Hadrynien» (Stockwell, 1961), au profit des termes «Protérozoïque précoce», «Protérozoïque moyen» et «Protérozoïque tardif», qui ont respectivement une limite inférieure de 2 500, 1 600 et 800 Ma. Cette subdivision du Protérozoïque, fondée sur des données stratigraphiques, géochronologiques et paléomagnétiques récentes, convient mieux aux assemblages protérozoïques de la Cordillère que les anciens termes qui, rappelons-le, avaient été établis pour la subdivision chronostratigraphique du Bouclier canadien.

L'autre changement que les auteurs ont apporté par rapport à la terminologie traditionnelle a été l'abandon de noms formels pour désigner les orogenèses de la Cordillère. Au cours des dernières décennies, plusieurs termes ont été appliqués à des orogenèses locales ou régionales de la Cordillère, suivant des critères qui différaient d'un cas à l'autre et qui, du reste, n'ont jamais reçu un assentiment général. Les deux appellations les plus couramment utilisées ont été «orogenèse du Columbien» (Columbian) et «orogenèse du Laramide» (Laramide), désignant des événements tectoniques ou métamorphiques qui se sont échelonnés respectivement du milieu du Jurassique au milieu du Crétacé, et du Crétacé tardif à l'Éocène. Or, dans le secteur occidental du Domaine de l'avant-pays, la distinction entre ces deux événements est souvent arbitraire, et il est probable qu'ils font partie de mouvements orogéniques continus. Par ailleurs, certains termes

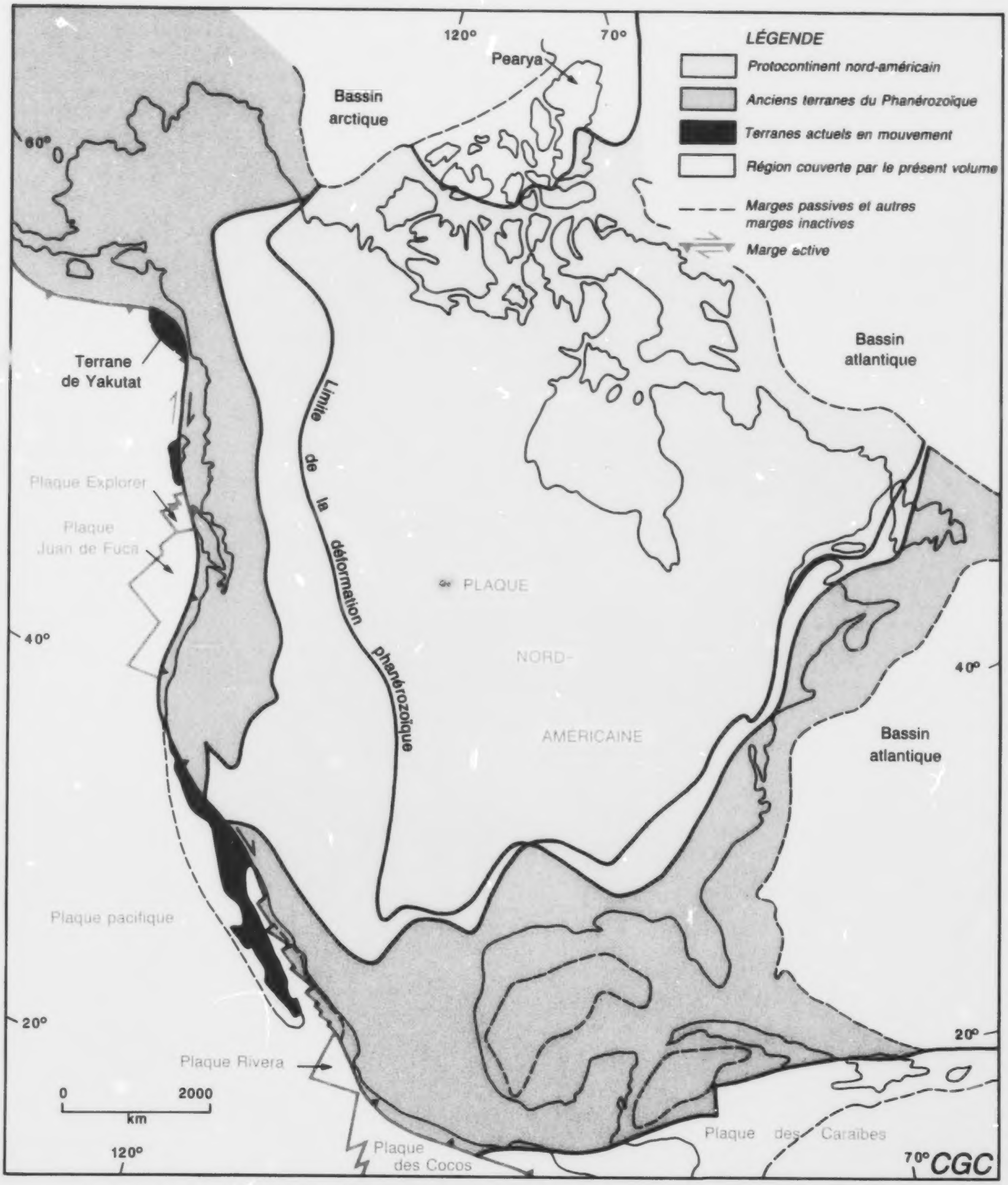


Figure 1-1. Carte des entités tectoniques de l'Amérique du Nord montrant la région couverte par le présent volume (modifié de R.C. Speed, communication personnelle, 1987).

désignant des événements tectoniques locaux, comme les orogenèses du Tahltanien (Trias moyen), de l'Inklinien (Jurassique précoce) et du Nassien (Jurassique moyen), n'ont guère été utilisés dans la littérature scientifique de la Cordillère. La définition de l'orogenèse du Caribou (milieu du Paléozoïque) demeure confuse, et ce terme est rarement employé. Les orogenèses précambriennes du Racklan, du Hayhook, du Kootenay-Est et de Goat River représentent des déformations locales dont l'importance est contestable et qui manquent d'équivalents régionaux. Compte tenu de ces facteurs et des autres critiques pouvant être formulées, les nombreux événements tectoniques mis en évidence dans la Cordillère seront ici désignés suivant leur âge et la nature des phénomènes observés.

La réunion des divers terranes et leur accrétion au protocontinent nord-américain sont étudiées de deux façons différentes, d'après la signature paléomagnétique des roches d'une part, et d'après les éléments géologiques résultant de leur accrétion d'autre part. Les données paléomagnétiques suggèrent qu'une bonne partie de la Cordillère occidentale s'est déplacée sur plus de 2 000 km vers le sud après le Jurassique moyen, puis vers le nord jusqu'à sa position actuelle entre le milieu du Crétacé et le Paléogène. Les faunes du Jurassique tardif au Crétacé tardif des terranes accrétés ne portent aucune trace de séjour dans des eaux équatoriales. Par ailleurs, les données structurales, métamorphiques et stratigraphiques mettent en évidence une succession d'accrétions au Jurassique moyen et au milieu du Crétacé, les plaques ayant été affectées, du Jurassique moyen jusqu'au Paléogène, par une déformation continue ou intermittente dans le Domaine intermontagneux, le Domaine d'Omineca et le Domaine de l'avant-pays. La disposition des arcs magmatiques, des zones structurales et métamorphiques et des assemblages d'avant-fosse indique l'existence d'une forte compression à l'intérieur de la Cordillère au cours de cet intervalle, mais il y a aussi des évidences de mouvements importants de coulissage dextre. Il reste à déterminer dans quelle mesure ces données paléomagnétiques et géologiques sont conciliables.

RÉTROSPECTIVE DES ÉTUDES GÉOLOGIQUES

L'exploration géologique de la Cordillère canadienne remonte à une expédition britannique qui eut lieu de 1857 à 1860 sous le commandement du capitaine John Palliser. Au cours de cette expédition, où l'on fit l'exploration des Prairies et des Rocheuses entre les 49^{e} et 54^{e} degrés de latitude Nord, et vers l'ouest jusqu'à la côte du Pacifique, James Hector procéda à des observations sur la stratigraphie des Rocheuses du Sud et les gisements de charbon de l'île de Vancouver. Mais les premiers levés exclusivement géologiques eurent lieu dans les années 1870, lorsque A.R.C. Selwyn, G.M. Dawson, R.G. McConnell et James Richardson, de la Commission géologique du Canada, entreprirent des études à l'échelle régionale (reconnaissance) et à une échelle locale plus détaillée dans le sud de la Colombie-Britannique. Soulignons tout particulièrement le travail de Dawson, qui entrevit la géologie de la Cordillère méridionale avec une perspicacité remarquable et dont les idées conservent toute leur valeur encore aujourd'hui.

Dawson et McConnell furent les premiers, dans les années 1880, à soumettre la Cordillère à des études approfondies. McConnell nous a légué une coupe géologique des Rocheuses, qui est devenue une coupe de référence, et en sa mémoire ont a donné son nom à une des grandes failles de chevauchement du sud-est de la Cordillère. La longue expédition de reconnaissance à laquelle ils participèrent en 1887 et 1888 a permis de recueillir les premières données géologiques sur la Cordillère septentrionale, comprenant une bonne partie du Yukon et le nord de la Colombie-Britannique. D'ailleurs, les observations que McConnell a faites dans le secteur nord du Domaine de l'avant-pays ont été, jusque dans les années 50, l'unique source d'information disponible. Les travaux exécutés dans la région de Cariboo dans les années 1880 par Amos Bowman jetèrent les bases des travaux de cartographie qui allaient avoir lieu par la suite dans cette région dont la complexité géologique suscite, encore aujourd'hui, de nombreuses controverses.

La grande ruée vers l'or qui a fait la renommée du Klondike au tournant du siècle a donné lieu à plusieurs études de R.G. McConnell, qui ont produit des rapports importants concernant les placers de cette région et d'autres régions du Yukon. Vers la même période, les efforts de McConnell, de Joseph Keele et de D.D. Cairnes au Yukon, et ceux de J.C. Gwillim dans la région d'Atlin, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, portèrent les connaissances géologiques à un degré qui ne fut dépassé qu'il y a une trentaine d'années à peine. Des levés géologiques importants furent exécutés dans le cadre de travaux de prospection minérale, notamment ceux de McConnell, R.W. Brock et W.W. Leach dans le district minier de Kootenay, et ceux de O.E. Le Roy et J.A. Bancroft dans la région côtière au nord de Vancouver. L'intérêt que l'on portait aux ressources en charbon et en pétrole du sud-est de la Cordillère stimula l'exploration géologique de cette région du pays. Une étude de D.B. Dowling sur les formations houillères des Rocheuses déboucha sur la publication d'une monographie qui allait faire autorité durant de nombreuses années.

Deux études réalisées dans le sud de la Colombie-Britannique au début du siècle ont ceci de remarquable qu'elles préfigurent certains concepts mordernes de la tectonique. L'une d'elles est le levé géologique de la frontière internationale auquel on procéda entre 1900 et 1907, et au cours duquel on reconnut dans la Cordillère une partie orientale dominée par des roches sédimentaires et une partie occidentale riche en roches volcaniques, plutoniques et métamorphiques. L'autre est une étude de la région de Kootenay qui fit conclure à C.W. Drysdale que les divers types de gîtes minéraux sont apparentés à des «terranes» renfermant différentes roches hôtes.

L'expédition de reconnaissance de Charles Camsell dans le district de Mackenzie et au Yukon permit de reconnaître le bassin houiller de Bonnet Plume. Par ailleurs, la coupe géologique que dressa Joseph Keele en 1908 le long de la rivière qui porte aujourd'hui son nom est demeurée, jusqu'au milieu du siècle, le seul transect des monts Mackenzie jamais entrepris.

Entre 1910 et 1915, des travaux de cartographie sont exécutés dans le sud de la Colombie-Britannique par plusieurs géologues comme N.L. Bowen, R.A. Daly et A.M. Bateman, qui au fil des ans se sont taillés à travers le

monde une réputation de chercheurs et de professeurs. Durant cette période, C.D. Walcott attire l'attention de la communauté scientifique sur les faunes à corps mou remarquablement bien conservées du Shale de Burgess, du Cambrien inférieur; cette formation est située près de Field, dans les Rocheuses du Sud, localité qui a depuis été désignée site du patrimoine mondial par les Nations unies. F.H. McLearn a contribué grandement à faire connaître la biostratigraphie du Mésozoïque dans la Cordillère occidentale, pendant que L.D. Burling a démêlé considérablement la stratigraphie du Cambrien dans le sud-est de la Cordillère. Durant la même période, J.D. Mackenzie et C.H. Clapp ont décrit le cadre géologique de la partie nord des îles de la Reine-Charlotte et de la partie sud de l'île de Vancouver respectivement.

Jusqu'au milieu des années 40, l'exploration géologique de la Cordillère est essentiellement dictée par la prospection des principaux districts miniers et la recherche des ressources en hydrocarbures. Les études de C.O. Swanson sur l'origine des dépôts de magnétite dans l'île Texada, de même que les travaux de C.S. Evans et de J.F. Walker dans le district de Kootenay produisent une moisson de renseignements précieux sur la stratigraphie et la structure locales. Dans les années 20, V. Dolmage, C.E. Cairnes e C.H. Crickmay publient, au sujet du Domaine côtier méridional, des ouvrages qui feront longtemps autorité. À la même époque, F.A. Kerr participe à des études régionales dans la région de Stikine, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, dans le cadre d'un projet de cartographie qui produit de l'information, encore utile aujourd'hui, au sujet des diverses caractéristiques des roches plutoniques et de la stratigraphie complexe du Mésozoïque. Plusieurs des adjoints de Kerr, dont C.S. Lord, G.W.H. Norman et S.S. Holland, sont devenus des figures de proue de l'étude géologique de la Cordillère et d'autres régions canadiennes. Plus au nord, W.E. Cockfield se livre à diverses études au Yukon, en particulier dans les districts miniers de Keno Hill et de Galena Hill, et W.A. Johnson s'intéresse à des dépôts de surface qui vont s'avérer déterminants pour la recherche de l'or de placer dans les régions de Cariboo et de Cassiar.

Après 1930, H.S. Bostock exécute un programme de cartographie à l'échelle de 1/250 000, produit des rapports sur l'industrie minérale et établit des contacts avec des gens des mines et de l'exploration, devenant ainsi le plus réputé des géologues ayant travaillé au Yukon. Il a énormément contribué à l'avancement des connaissances sur le développement physiographique de la Cordillère septentrionale; ses cartes et ses rapports ont servi de guide à la prospection des placers aussi bien que des filons aurifères.

G.S. Hume et E.M. Kindle ont apporté une contribution remarquable à l'exploration pétrolière du Domaine de l'avant-pays septentrional au début des années 20, surtout par les études stratigraphiques, structurales et paléontologiques qu'ils ont réalisées le long de la vallée du Mackenzie et à proximité. Vingt ans plus tard, à l'aube de la Seconde Guerre mondiale, la Commission géologique du Canada, la Compagnie Pétrolière Impériale Ltée et le gouvernement américain (CANOL), sous la direction de T.A. Link, ayant reconnu l'importance stratégique du champ pétrolifère de Norman Wells découvert en 1920, collaborent à une vaste campagne d'exploration et de mise en valeur qui a pour but d'accroître les réserves, jusque là limitées, de cette région. De ce programme résultent une quarantaine de rapports et plusieurs cartes dont Hume fait une synthèse importante en 1954, en y intégrant des renseignements complémentaires issus des forages ultérieurs. Toujours dans le Domaine de l'avant-pays, mais dans le sud cette fois, les travaux de B.R. MacKay, C.O. Hage, H.H. Beach, F.H. McLearn, W.A. Bell, R.J.W. Douglas et D.K. Norris secondent de façon remarquable la vigoureuse campagne d'exploration que l'industrie pétrolière a lancée au lendemain des découvertes majeures de pétrole dans des récifs du Dévonien, dans le sous-sol des plaines de l'Alberta, à la fin des années 40 et au début des années 50. Toutes ces études accomplies dans le Domaine de l'avant-pays, aussi bien au nord qu'au sud, ont aussi le mérite d'avoir préparé le terrain aux vastes programmes de cartographie de reconnaissance par hélicoptère que l'industrie pétrolière et la Commission géologique du Canada allaient exécuter à la fin des années 50 et au cours de la décennie suivante.

La construction de la Route de l'Alaska et le chemin que le groupe CANOL ouvre jusqu'à Fairbanks au début des années 40 donnent à E.D. Kindle l'accès des monts Mackenzie, Selwyn et Pelly, et à C.O. Hage, M.Y. Williams et C.S. Lord celui des Rocheuses du Nord et de la chaîne Cassiar. Bien que limitées à des zones restreintes, ces études suppléent à l'indigence de données disponibles à cette époque. Une étude de reconnaissance exécutée dans une partie des Rocheuses du Nord et dans la chaîne Cassiar par M.S. Heldey et S.S. Holland de la British Columbia Geological Survey (qui relève alors du ministère de l'Énergie, des Mines et des Richesses pétrolières de la Colombie-Britannique) met en évidence la profonde discordance lithologique et structurale entre les deux régions et permet de préciser l'étendue horizontale des roches granitiques du Mésozoïque. En 1943, K. de P. Watson et W.H. Mathews, sous les auspices du même organisme, procèdent à une étude de reconnaissance de la région de Tuya-Teslin dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique. Leur rapport décrit l'exceptionnelle variété des roches granitiques de la région, de même que son histoire glaciaire. De l'étude des roches volcaniques du Pliocène et du Pléistocène, Mathew dégage la notion de «tuya»; un tuya est un édifice volcanique à sommet plat qu'une éruption a construit dans un lac formé par le dégel d'un glacier sous la chaleur du volcan. Entre 1946 et 1950, des études structurales détaillées de M.S. Hedley dans la région de Slocan, dans le sud du Domaine d'Omineca, mettent en évidence l'existence de vastes plis couchés affectant l'ensemble de l'assemblage stratigraphique, la première structure de ce genre qui ait été reconnue à l'ouest du Domaine de l'avant-pays.

De la fin des années 40 au début des années 50, le nombre d'équipes scientifiques sur le terrain participant au projet de cartographie à 1/250 000 s'accroît considérablement. W.E. Cockfield, H.M.A. Rice et C.E. Cairnes définissent le cadre général du Domaine intermontagneux méridional. Plus au nord, S.S. Holand établit la succession stratigraphique dans une partie de la chaîne Cariboo, pendant que J.E. Armstrong, C.S. Lord et E.F. Roots exécutent les premiers levés systématiques de la chaîne Omineca. Outre la découverte qu'il fait du gisement de mercure de Pinchi Lake en compagnie de J.S. Grey, Armstrong est le premier à tenter une corrélation des assemblages stratigraphiques sur toute la longueur du Domaine intermontagneux.

Les années 50 marquent le début d'une nouvelle ère de la cartographie, l'hélicoptère ayant désormais supplanté le cheval de somme et le canoë (fig. 1-2). Plusieurs grandes sociétés pétrolières procèdent à des levés de reconnaissance régionaux par hélicoptère sur toute l'étendue du Domaine de l'avant-pays. Simultanément, la Commission géologique du Canada entreprend plusieurs projets dans l'Ouest canadien, dont l'un des plus importants par son envergure est l'«Opération Stikine» dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, qui permet en 1956 de cartographier six régions à l'échelle de 1/250 000, avec une équipe scientifique de huit membres, une équipe de soutien de 45 personnes, trois groupes à cheval, deux hélicoptères et plusieurs aéronefs. Non seulement le recours à l'hélicoptère a-t-il accéléré beaucoup le rythme de travail en cartographie géologique, mais en outre, il a augmenté considérablement les possibilités d'études multidisciplinaires. Les contacts qu'il a rendus possibles entre stratigraphes, structurologues, paléontologues, pétrographes, géochimistes et autres spécialistes ont permis de considérer le cadre géologique de plusieurs régions de la Cordillère dans une perspective beaucoup plus large qu'il n'eût été possible autrement.

Parallèlement à ses études détaillées des districts miniers, la British Columbia Geological Survey procède à des recherches à l'échelle régionale. Grâce aux travaux que réalise G.G.L. Henderson dans le chaînon Stanford, dans le Domaine de l'avant-pays, au début des années 50, on trace pour la première fois un tableau clair de la stratigraphie et de la structure de la partie occidentale des Rocheuses du Sud. Dans une étude du massif ultramafique de Shulaps, G.B. Leech reconnaît l'importance de la faille qu'il a baptisée «Yalakom», qui se révèlera plus tard comme l'une des principales failles à limiter un terrane dans la Cordillère.

Durant la première moitié du XX^{e} siècle, l'Université de la Colombie-Britannique a une influence considérable sur la recherche géologique et l'exploration minérale de la Cordillère. Après que R.W. Brock (anciennement directeur de la Commission géologique du Canada) eut été nommé doyen de la faculté des sciences appliquées, plusieurs enseignants et chercheurs de renom viennent grossir les rangs du département de géologie. Parmi eux se trouvent M.Y Williams, professeur émérite de paléontologie, C.O. Swanson, excellent mathématicien et géologue, H.C. Gunning, un des plus grands professeurs de géologie économique de son époque, R.M. Thompson, minéralogiste et brillant pédagogue, H.V. Warren, un des pionniers de l'étude des éléments traces dans les végétaux, ainsi que V.J. Okulitch, spécialiste mondial du phylum *Archaeocyatha*.

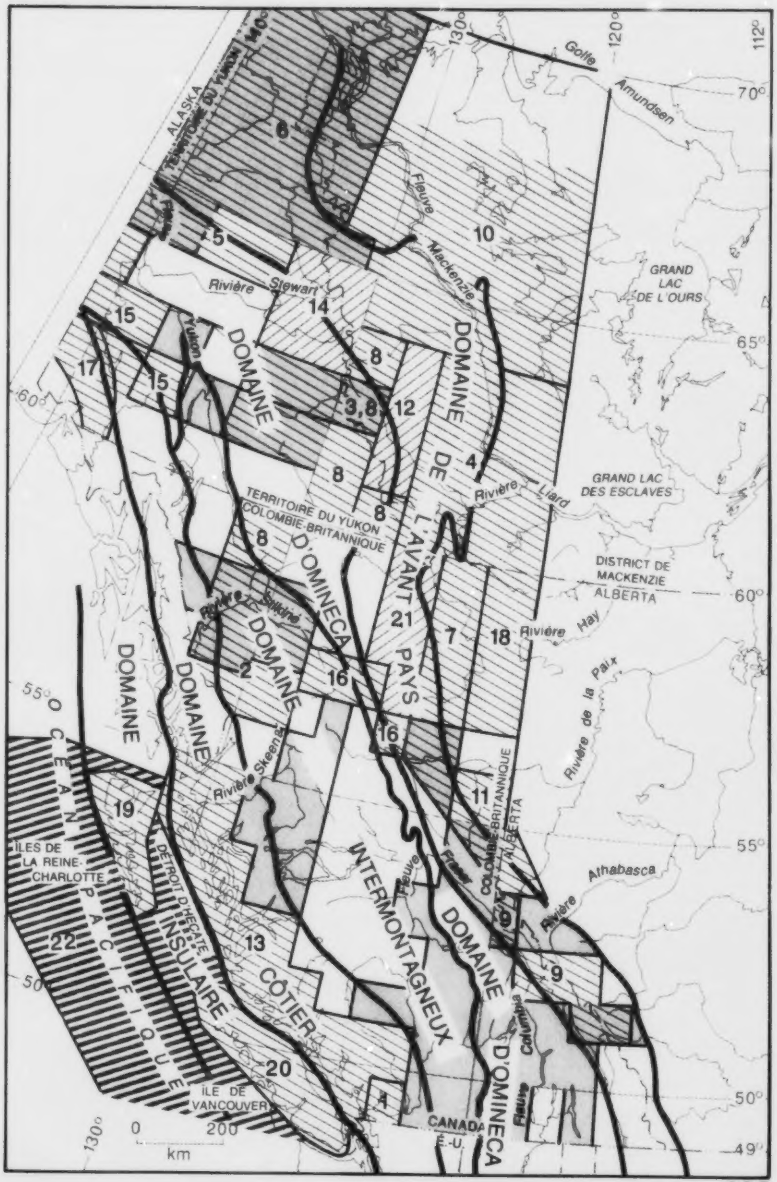
L'ère moderne de l'exploration géologique de la Cordillère canadienne a produit des synthèses majeures sur le cadre tectonique, l'évolution des styles structuraux et le développement des bassins sédimentaires. Le document de 1959 de W.H. White sur la tectonique de la Cordillère en Colombie-Britannique est un ouvrage repère, puisqu'il s'agit de la première tentative de reconstitution de l'évolution complète de la Cordillère. Il a considérablement stimulé la recherche et jeté les fondements des traités régionaux qui devaient lui succéder. L'influence de R.J.W. Douglas s'est fait surtout sentir dans les synthèses concernant le Domaine de l'avant-pays. Il est connu pour ses études stratigraphiques et structurales dans les Rocheuses du Sud et les monts Mackenzie, et qu'on l'ait choisi pour coordonner la rédaction de la cinquième édition de «Geology and Economic Minerals of Canada», publiée en 1970, est un témoignage de reconnaissance à l'égard d'une carrière des plus brillantes.

Les études géophysiques ont été lentes à se déployer dans la Cordillère canadienne. Si la première station sismographique fut mise en place à Victoria dès 1898, il aura fallu attendre jusqu'à la seconde moitié du XX^{e} siècle pour voir exécuter d'autres genres de levés géophysiques dans la Cordillère. À la fin des années 50, A.D. Raff et R.G. Mason, de l'Institut océanographique Scripps, procèdent à un levé magnétique marin au large de la côte Ouest de l'Amérique du Nord, entre 40° et 52°N, un des levés géophysiques les plus importants à jamais avoir été faits. En 1963, Vine et D.H. Mathews, ainsi que L.W. Morley et A. Larochelle, proposent un modèle pour expliquer l'origine des anomalies symétriques linéaires que l'on a observées, et en 1965, Vine et J. Tuzo Wilson l'appliquent à la dorsale Juan de Fuca au large de l'île de Vancouver. Ce levé géophysique et les interprétations auxquelles il a donné lieu sont à l'origine des hypothèses modernes concernant l'expansion des fonds marins et la tectonique des plaques.

Depuis le début des années 60, l'éventail des levés géophysiques exécutés dans la Cordillère s'est constamment diversifié. La Commission géologique du Canada et les universités de la Colombie-Britannique, de l'Alberta et de Calgary y ont multiplié les mesures de la sismicité, du flux thermique, des champs potentiels, de la conductivité et des contraintes crustales actuelles, les levés paléomagnétiques et les travaux de prospection par sismique-réflexion et sismique-réfraction, faisant progresser considérablement les connaissances au sujet de la structure et de la dynamique de la croûte terrestre. En 1978, la Commission géologique du Canada a établi le Centre géoscientifique du Pacifique dans le sud de l'île de Vancouver; depuis, les études géophysiques, à terre comme en mer, sont devenues un pilier de la recherche géoscientifique dans la Cordillère.

Le cadre géologique fondamental de la Cordillère canadienne a été établi avant la fin des années 70. Il est basé en grande partie sur les travaux de cartographie à 1/250 000 que la Commission géologique du Canada a exécutés, d'abord au moyen de levés géologiques de reconnaissance antérieurs à l'utilisation de l'hélicoptère, ensuite dans le cadre des grandes opérations héliportées des années 50 et 60. La Mineralogical Branch, ancêtre de la British Columbia Geological Survey, a également apporté une large contribution à l'établissement du cadre géologique de la Cordillère, par certaines études régionales bien sûr, mais surtout par ses études détaillées des districts miniers. Depuis une dizaine d'années, les travaux de cartographie de la Commission géologique du Canada et de son homologue provincial portent davantage sur des études détaillées qui se font en partie avec le secours de l'hélicoptère. Ces travaux ont donné lieu à une action multidisciplinaire et à d'innombrables projets de thèses universitaires détaillées, notamment dans les régions les moins isolés de la Cordillère méridionale.

Cette récente approche multidisciplinaire, combinée aux levés géologiques plus détaillés, a facilité la formulation et la vérification des concepts mentionnés dans le présent volume au sujet de l'évolution de la Cordillère considérée sous l'angle de la tectonique des plaques. En raison de la



CGC

Légende

(1) Opération Pitt Lake (1954)
(2) Opération Stikine (1956)
(3) Opération Pelly (1958-1960)
(4) Opération Mackenzie (1957)
(5) Opération Ogilvie (1961)
(6) Opération Porcupine (1962)
(7) Opération Liard (1963)
(8) Opération Selwyn (1965-1967)
(9) Opération Bow-Athabasca (1966)
(10) Opération Norman (1968-1970)
(11) Opération Smoky (1968-1971)
(12) Opération Nahanni (1963)
(13) Projet de la chaîne Côtière (1965-1976)
(14) Opération Stewart (1969)
(15) Opération Snag (1970-1972)
(16) Opération Finlay (1970-1976)
(17) Opération St. Elias (1973-1978)
(18) Petitot, R., Fontas, R., Beatton, R. (1974)
(19) Îles de la Reine-Charlotte (1958-1962)
(20) Île de Vancouver (1963-1975)
(21) Rocheuses du Nord (1964-1978)
(22) Levés géophysiques en mer (1972-1983)

Figure 1-2. Levés géologiques à l'échelle régionale (levés de reconnaissance) dans la Cordillère canadienne, exécutés par la Commission géologique du Canada et la British Columbia Geological Survey depuis 1954. En rose, régions ayant ultérieurement fait l'objet de levés géologiques à 1/250 000 (levés de détail).

sophistication de la base de données, de l'introduction de nouveaux concepts et de la demande d'informations toujours plus complexes de la part de l'industrie minérale et des aménagistes, les plus récents levés à 1/250 000 ont produit, sur tous les aspects de la géologie, des synthèses beaucoup plus détaillées que celles issues des levés de reconnaissance antérieurs. Aussi, les études actuelles s'intéressent-elles principalement aux secteurs de la Cordillère au sujet desquels les données géologiques disponibles sont tombées en désuétude, soit que l'on dispose maintenant de nouvelles informations, soit que les concepts ont changé; c'est le cas notamment des premières régions à avoir été couvertes par les grandes opérations héliportées.

La combinaison de tous ces facteurs (accès aux régions considérablement amélioré, utilisation de l'aéronef, augmentation rapide et amélioration de la couverture des cartes topographiques et des photographies aériennes, et application des techniques de prospection géophysique) a permis aux géoscientifiques d'examiner en trois dimensions de grandes étendues de terrain dans la Cordillère. Et la synthèse de la géologie cordillérienne qui est présentée dans le présent volume doit beaucoup aux levés de reconnaissance et de détail exécutés par la British Columbia Geological Survey, par la Section de la géologie du ministère fédéral des Affaires indiennes et du Nord et par la Commission géologique du Canada, à une foule de projets universitaires et aux bases de données de l'industrie de l'exploration. L'application des théories modernes, notamment celles de la tectonique des plaques et de l'accrétion des terranes, a profondément modifié le courant de pensée traditionnel fondé sur le stabilisme. Une chose, cependant, n'a pas changé : les différences entre les méthodes utilisées et les expériences menées ont donné lieu à des interprétations divergentes et nul doute que d'autres concepts viendront encore jeter un éclairage nouveau sur la géologie de la Cordillère.

REMERCIEMENTS

Les coordonnateurs du présent volume remercient tout particulièrement A.J. Brookfield, qui, en plus d'établir plusieurs diagrammes, a apporté une aide précieuse à la révision des chapitres, à toutes les étapes du projet. Il sont reconnaissants à P. McFeely d'avoir mené à bien cette tâche immense que représente la Carte des assemblages tectoniques. La généreuse contribution de B.D. Bornhold à la révision des chapitres est également à souligner.

Les coordonnateurs tiennent à remercier tout particulièrement Mme A. Oliveric de la patience et de l'énergie qu'elle a mises à établir la forme définitive des figures. Il convient également de souligner la contribution des services de dessin de la Commission géologique du Canada au Centre géoscientifique du Pacifique (Sidney, C.-B.), à l'Institut de géologie sédimentaire et pétrolière (Calgary, Alb.) et à la Division de l'information géoscientifique (Ottawa, Ont.). Des services graphiques ont également été assurés par P.E. Tercier, S.J. Friday, M.D. McPherson, R.B. McFarlane et E.G. Yorath. À tous ces collaborateurs, les coordonateurs expriment leur gratitude.

Une relecture critique du volume a été faite par P.J. Coney, S.E. Jenness et J.O. Wheeler. Leurs observations sur le contenu scientifique, l'organisation et la présentation du volume sont vivement appréciées; elles ont eu beaucoup de poids dans les choix définitifs.

Le présent volume a été traduit de l'anglais par le Bureau de la traduction du Secrétariat d'État, sous la direction de N. Lemieux, assisté de J. Kingsley et M. Veyrat. P. St-Julien de Géostruc Inc. a assuré la révision scientifique de la version française du volume, tandis que B. Couture de la Division de l'information géoscientifique (Commission géologique du Canada) en a été le réviseur technique.

Finalement, les coordonateurs remercient les nombreux collaborateurs dont les efforts ont rendu possible la réalisation de ce volume.

RÉFÉRENCE

Stockwell, C.H.
1961: Structural provinces, orogenies, and time-classification of rocks of the Canadian Precambrian Shield; Geological Survey of Canada, Paper 61-17.

Adresse des auteurs

H. Gabrielse
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

C.J. Yorath
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia

Imprimé au Canada

Chapitre 2

CADRE TECTONIQUE

Introduction

Partie A. Domaines géomorphologiques, assemblages tectoniques et terranes

H. Gabrielse, J.W.H. Monger, J.O. Wheeler et C.J. Yorath

Domaines géomorphologiques

- Domaine de l'avant-pays
- Domaine d'Omineca
- Domaine intermontagneux
- Domaine côtier
- Domaine insulaire

Assemblages tectoniques et suites plutoniques

- Assemblages et milieux tectoniques
- Suites plutoniques et roches métamorphiques

Terranes

- Caractéristiques des terranes de la Cordillère
- Réunion, accrétion et dispersion des terranes

Partie B. Signatures paléontologiques des terranes

E.S. Carter, M.J. Orchard, C.A. Ross, J.R.P. Ross, P.L. Smith et H.W. Tipper

Fusulinidés

Conodontes

Radiolaires

Ammonites

Partie C. Géophysique de la croûte terrestre

J.F. Sweeney, R.A. Stephenson, R.G. Currie et J.M. DeLaurier

Études géophysiques

- Sismique-réfraction et sismique-réflexion profondes
- Flux thermique
- Sismicité
- Pesanteur et isostasie
- Géomagnétisme
- Sondages électromagnétiques

Structure de la Cordillère, telle que déduite des données géophysiques

Références

Chapitre 2

CADRE TECTONIQUE

INTRODUCTION

Le présent chapitre est divisé en trois parties. La partie A définit les notions de domaine géomorphologique, d'assemblage tectonique et de terrane, notions essentielles à l'étude de l'évolution de la Cordillère canadienne, autour desquelles s'articule tout le présent volume.

La partie B est consacrée en premier lieu aux études paléontologiques récentes et à leur importance pour la caractérisation des terranes de la Cordillère. Il n'est pas question, et d'ailleurs il n'entre pas dans le propos du présent volume, de passer en revue toute la contribution de la paléontologie à l'étude de la géologie cordillérienne; l'importance de cette discipline apparaîtra toutefois de façon très claire dans les chapitres traitant de stratigraphie.

La partie C présente une synthèse des études géophysiques de la croûte terrestre, notamment les levés de sismique-réfraction et de sismique-réflexion, les mesures de la sismicité et du flux thermique, le géomagnétisme, les études du champ de la pesanteur et de l'isostasie et les levés magnétotelluriques. Même si plusieurs ne font que commencer, ces études ont déjà produit quantité de données sur la nature de la croûte profonde et sur les processus qui contribuent à son évolution.

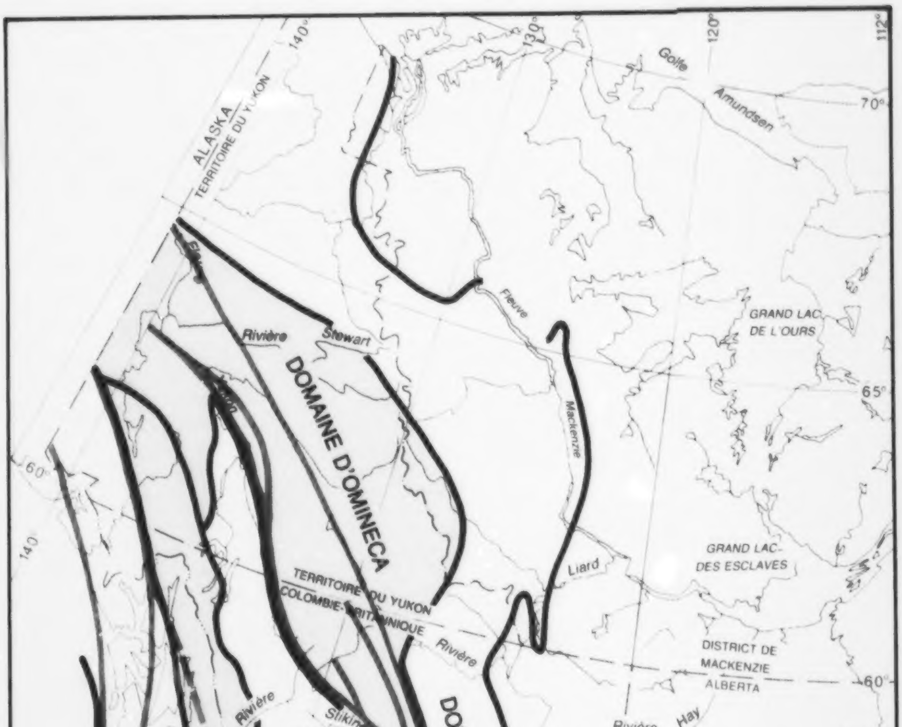
PARTIE A. DOMAINES GÉOMORPHOLOGIQUES, ASSEMBLAGES TECTONIQUES ET TERRANES

H. Gabrielse, J.W.H. Monger, J.O. Wheeler et C.J. Yorath

En 1959, W.H. White publiait la première synthèse moderne sur la tectonique de la Cordillère canadienne; la région y était décrite suivant la théorie classique des géosynclinaux. À cette époque, il restait un vaste territoire à cartographier, et les notions modernes d'expansion des fonds océaniques et de tectonique des plaques n'avaient pas encore été dégagées. Depuis environ vingt-cinq ans, les connaissances géologiques sur la Cordillère se sont considérablement enrichies et notre conception de cette région s'est profondément transformée, en raison d'un certain nombre de progrès: 1) des levés systématiques ont été faits à l'échelle de 1/250 000 et, localement, à plus grande échelle; 2) plusieurs études thématiques ont été exécutées à l'échelle du détail, souvent dans le cadre de thèses de maîtrise ou de doctorat; 3) des progrès majeurs ont été accomplis dans la compréhension de la néotectonique des plaques et dans l'application des modèles récents aux roches anciennes de la Cordillère; et 4) les méthodes d'acquisition et d'analyse des données ont augmenté en nombre et en efficacité. Tous ces facteurs, conjugués aux nettes améliorations apportées en micropaléontologie, en géochronologie, en géophysique, en géochimie et en paléomagnétisme, nous ont permis, en l'espace de vingt ans à peine, de nous représenter l'architecture et l'évolution tectonique de la Cordillère dans une perspective beaucoup plus globale.

Gabrielse, H., Monger, J.W.H., Wheeler, J.O., et Yorath, C.J.
1991: Cadre tectonique — Domaines géomorphologiques, assemblages tectoniques et terranes; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 2, partie A, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4, (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

Avant que la théorie de la tectonique des plaques ne finisse par s'imposer, au début des années 70, la Cordillère canadienne était généralement divisée en deux zones géosynclinales (Daly, 1912; Kay, 1951; White, 1959; King, 1969): une zone orientale constituée surtout de roches sédimentaires et, dans une moindre proportion, de roches volcaniques et intrusives (miogéosynclinal), et une zone occidentale dominée par des roches volcaniques, intrusives et métamorphiques (eugéosynclinal). Puis, avec l'accroissement du volume de données, on a pu diviser longitudinalement la Cordillère en cinq domaines géomorphologiques (fig. 2-1), qui se distinguaient les uns des autres par leur lithologie, leur style structural et leur morphologie (Sutherland Brown et al., 1970; Wheeler et Gabrielse, 1972). En outre, les connaissances sur les processus de la tectonique des plaques avaient suffisamment progressé pour que Monger et al. (1972) fussent en mesure d'établir une seconde synthèse tectonique; celle-ci distinguait cinq domaines caractérisés par différentes combinaisons de milieux tectoniques, avec arcs volcaniques anciens, croûte océanique, avant-fosse, dépôts de plate-forme et de talus continentaux, bassins successeurs et complexes plutonométamorphiques (fig. 2-2). Ainsi, à la théorie des géosynclinaux, on a substitué un modèle dont les concepts sont issus de l'observation des processus affectant les marges continentales actuelles. Par exemple, plusieurs analogies peuvent être relevées entre l'interaction actuelle de l'Australie avec l'archipel indonésien et la Nouvelle-Guinée, et l'interaction, au Mésozoïque, de l'Amérique du Nord avec les divers terranes qui reposent à l'ouest (fig. 2-3).



LÉGENDE

Failles coulissantes régionales

Mégalinéament de Coast Range

Lithologie à prédominance de roches ignées et métamorphiques

Figure 2-1. Domaines géomorphologiques et failles coulissantes régionales de la Cordillère canadienne.

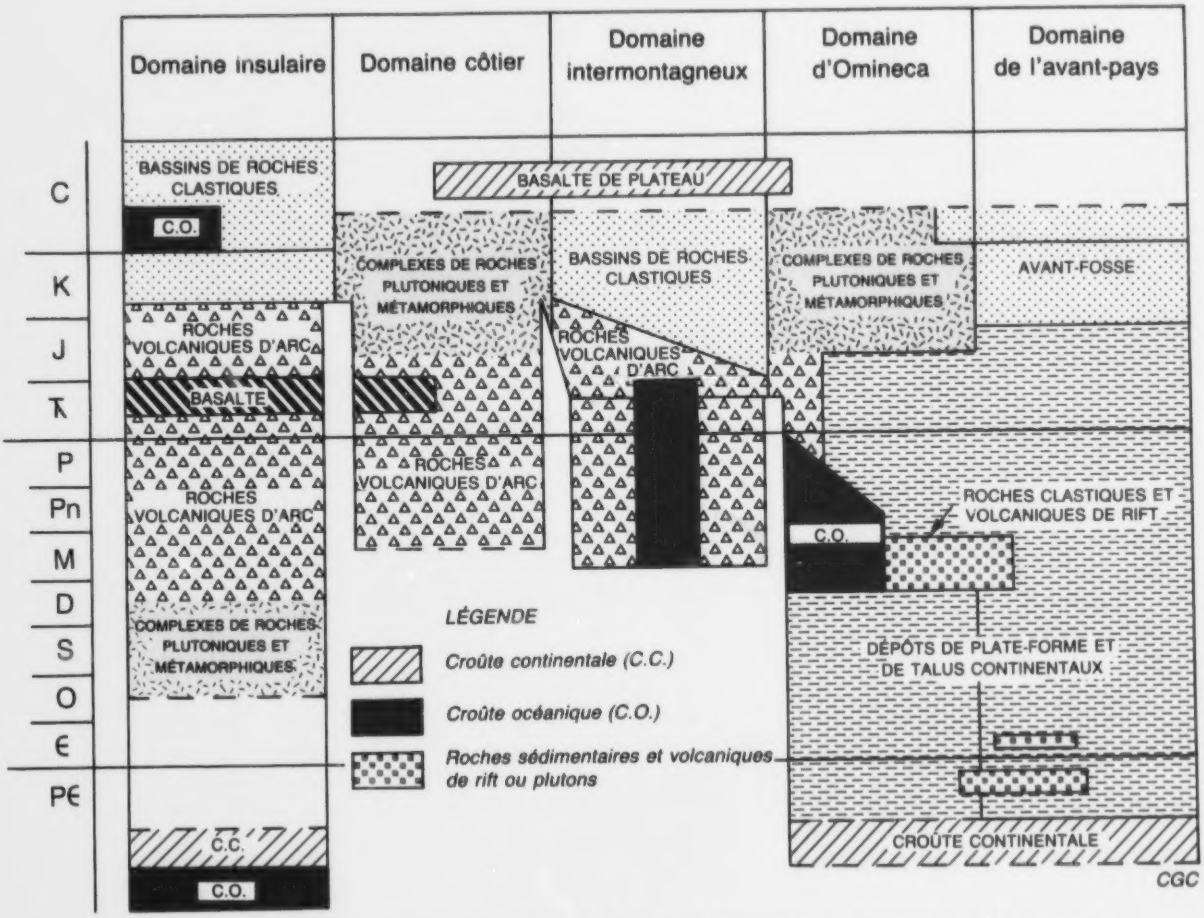


Figure 2-2. Distribution temporelle et spatiale de divers types d'assemblages lithologiques dans les cinq domaines géomorphologiques (modifié de Monger et al., 1972).

Dans les années 70, la stratigraphie de la Cordillère était suffisamment connue pour permettre à Tipper et al., (1981) de grouper les unités lithostratigraphiques en assemblages tectoniques. Chaque assemblage, généralement limité par des discordances régionales ou par des failles, représente un milieu de sédimentation ou un contexte volcanique particulier, ou encore l'expression d'un ou de plusieurs événements tectoniques. Les assemblages tectoniques figurant sur la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712A, en pochette) sont le résultat de l'interprétation la plus récente des nombreux milieux tectoniques et sédimentaires représentés par les unités lithostratigraphiques de la Cordillère.

En même temps qu'ont été reconnus et définis les assemblages tectoniques de la Cordillère, l'idée s'est développée que plusieurs parties de la Cordillère occidentale ont des relations paléogéographiques «suspectes» les unes avec les autres, et avec le protocontinent nord-américain (Coney et al., 1980). Chacun de ces terrains suspects, qui sont appelés «terranes», possède des assemblages tectoniques uniques, différents de ceux des terranes adjacents. Des failles les délimitent. Des études paléomagnétiques et paléontologiques nous ont appris que certains terranes, ayant leur origine à l'extérieur du protocontinent nord-américain, sont venus s'y accoler durant le Mésozoïque et le Cénozoïque. Parfois, des terranes se sont réunis au large du protocontinent nord-américain en formant des superterranes qui se sont par la suite accrétés au protocontinent. Dans le cas de certains terranes, toutefois, on ne sait rien de leurs relations paléogéographiques avec le protocontinent ou avec les autres terranes. Il a pu arriver, après l'accrétion, que des terranes se fragmentent et se dispersent vers le nord-ouest, le long de la marge continentale, par suite de mouvements associés à des failles coulissantes dextres. Étant donné que le développement du style tectonique s'est effectué à coups d'accrétions et de fragmentations, il n'est pas surprenant que la géométrie des domaines géomorphologiques reflète celle des terranes majeurs qui les composent (fig. 2-4).

Plusieurs entités tectoniques autres que les terranes et les domaines géomorphologiques sont importantes dans l'étude de la géologie de la Cordillère. Il s'agit notamment des bassins et des plates-formes miogéoclinales, dans

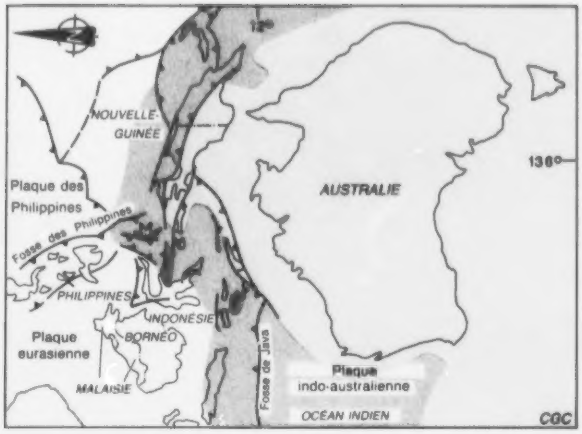


Figure 2-3. Interactions actuelles des plaques, avec notamment la collision de l'Australie (plaque indo-australienne) avec l'archipel indonésien et la Nouvelle-Guinée. La carte est orientée de manière à faciliter la comparaison avec l'Amérique du Nord au Mésozoïque.

lesquels la séquence sédimentaire de la région est préservée en bonne partie (fig. 2-5).

En résumé, l'architecture de la Cordillère canadienne est décrite en termes d'assemblages tectoniques, de terranes et de domaines géomorphologiques. Les assemblages tectoniques correspondent chacun à un milieu tectonique ou sédimentaire particulier, peu importe leur lieu d'origine; isolément ou collectivement, ils caractérisent les divers terranes et le protocontinent nord-américain. La réunion, l'accrétion, puis la fragmentation des terranes, largement attribuables à des processus de tectonique des plaques, ont conduit à distinguer cinq domaines géomorphologiques et donné à l'orogène de la Cordillère sa physionomie actuelle.

Domaines géomorphologiques

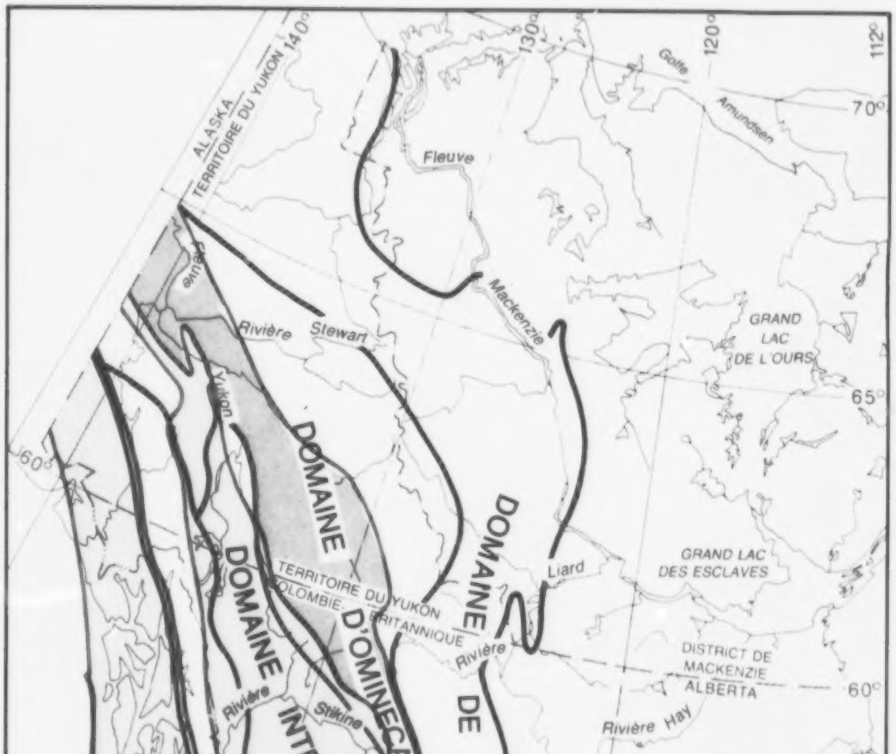
Les cinq domaines géomorphologiques de la Cordillère canadienne (fig. 2-1) représentent le résultat global des processus géologiques qui, du Protérozoïque moyen au Cénozoïque, ont concouru à produire le cadre géologique de l'orogène. Leurs traits et leurs caractérisques, qui seront décrits ci-dessous, fournissent un aperçu général de la géologie cordillérienne. D'est en ouest, on reconnaît donc le Domaine de l'avant-pays, le Domaine d'Omineca, le Domaine intermontagneux, le Domaine côtier et le Domaine insulaire; chaque domaine est défini par une combinaison particulière d'attributs lithologiques, structuraux, tectoniques et physiographiques (voir la carte 1701A et la figure 17-1, en pochette). Ensemble, ils forment la croûte continentale de la Cordillère, dont l'épaisseur est de l'ordre de 45 à 50 km à l'aplomb du Domaine de l'avant-pays, et d'une trentaine de kilomètres dans les domaines d'Omineca, intermontagneux et côtier; puis, dans le Domaine insulaire, elle passe d'une trentaine de kilomètres à l'est à moins de 3 km au pied du talus continental.

La nomenclature de ces domaines géomorphologiques s'est modifiée avec le temps (Wheeler, 1970; Sutherland Brown et al., 1970; Douglas et al., 1970; Wheeler et Gabrielse, 1972), après que l'on eut reconnu dans la Cordillère cinq grandes divisions physiographiques correspondant à autant de domaines géologiques distincts. Dégagée au milieu des années 50, cette division a par la suite conduit les géologues à distinguer deux orogènes: l'«orogène du Columbien» à l'est (le miogéosynclinal) et l'«orogène du Pacifique» à l'ouest (l'eugéosynclinal). Malgré l'influence réciproque de cette division et de la théorie des géosynclinaux, l'existence des cinq domaines géomorphologiques peut tout aussi bien s'expliquer par la tectonique des plaques et des terranes, et plus particulièrement par l'interaction de la plaque nord-américaine se déplaçant vers l'ouest avec d'autres plaques du Pacifique se déplaçant dans des directions variables et transportant des fragments de croûte allochtones, ou terranes, qui ont fini par s'accréter au protocontinent nord-américain.

Pour des raisons d'économie d'espace, la nouvelle nomenclature désigne chaque domaine par un seul mot. Les noms déjà bien ancrés dans l'usage ont été conservés intégralement ou en partie, et les attributs géologiques ont été retranchés. Ainsi, les noms «insulaire» et «intermontagneux» demeurent intacts, tandis que les noms «côtier» et «Omineca», qui désignent des zones montagneuses riches en roches granitiques et métamorphiques, sont désormais employés sans autre modificatif (dans l'ancienne nomenclature on disait «complexe plutonique côtier» et «zone cristalline d'Omineca»). Par ailleurs, le nom «Domaine côtier» a été préféré au nom composé «Domaine de la chaîne Côtière-des Cascades» pour des raisons de longueur, et ce même si l'entité désignée englobe le nord de la chaîne des Cascades. En outre, ce domaine coïncide essentiellement avec la chaîne Côtière, qui est constituée en grande partie du Complexe plutonique côtier. Le Domaine intermontagneux est appelé ainsi du fait qu'il est encadré par deux domaines plus accidentés et plus élevés que lui (à part la chaîne Skeena), à savoir le Domaine côtier et le Domaine d'Omineca. Ce dernier tire son nom de la chaîne Omineca, une des nombreuses chaînes de montagnes qui le composent; aucun oronyme ne désigne l'ensemble des chaînons constitutifs du Domaine d'Omineca. Il n'existe pas non plus de toponyme pour désigner l'ensemble des montagnes du Domaine de l'avant-pays. Faute de mieux, les auteurs ont adopté le terme «avant-pays» qui décrit à la fois le style structural de cette région caractérisée par de nombreux plis et charriages, le caractère essentiellement miogéoclinal de sa succession stratigraphique, et le fait qu'il soit sus-jacent et adjacent à la marge occidentale stable du craton nord-américain.

Domaine de l'avant-pays

Le Domaine de l'avant-pays englobe les chaînons orientaux et les contreforts de la Cordillère canadienne; il est constitué d'assemblages de miogéoclinaux et de prismes de roches clastiques imbriqués par des failles et plissés, sus-jacents et adjacents au craton stable du protocontinent nord-américain. À partir des monts British, à proximité de la côte arctique, il s'étend vers le sud et s'infléchit brusquement vers l'est en englobant successivement les monts Wernecke, Ogilvie, Mackenzie et Franklin; de là, il se prolonge vers le sud-est, en décrivant deux larges sinuosités (un rentrant et un promontoire) le long des Rocheuses (carte 1701A, en pochette). Sa limite orientale coïncide avec la limite orientale de la déformation cordillérienne; à



LÉGENDE

Superterranes accrétés

Terranes péricratoniques et déplacés

Figure 2-4. Distribution des terranes péricratoniques et déplacés ainsi que des supertarranes accrétés, par rapport aux cinq domaines géomorphologiques.

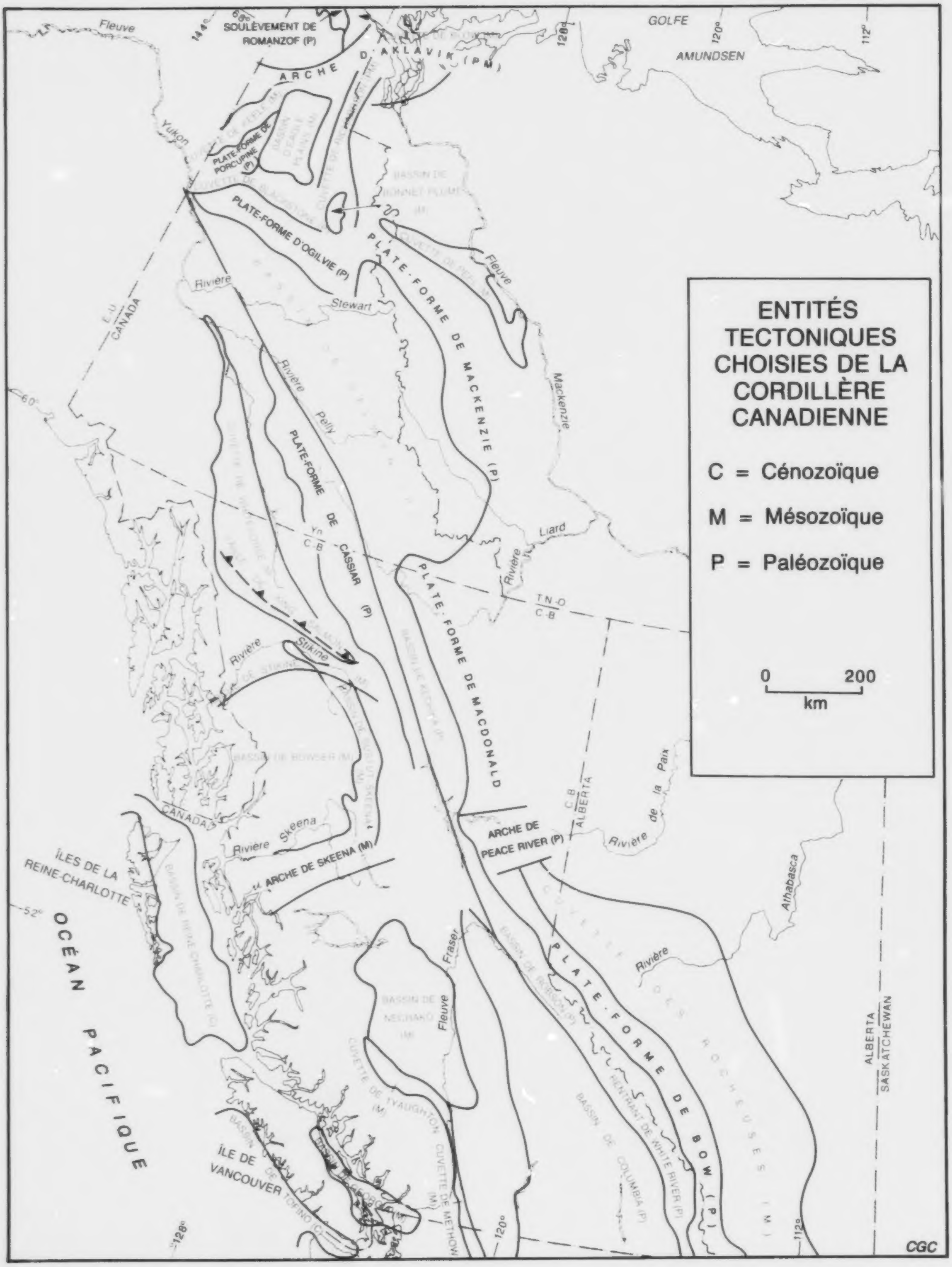


Figure 2-5. Distribution des principaux bassins, arches et plates-formes dans la Cordillère canadienne.

l'ouest de cette ligne se trouvent les strates déformées des contreforts et des systèmes montagneux, et à l'est les strates horizontales et non déformées des Plaines intérieures. Quant à sa limite occidentale, elle passe au nord par le versant oriental de la chaîne Selwyn, et au sud par les sillons des Rocheuses.

Le Domaine de l'avant-pays renferme un prisme de roches à prédominance sédimentaire qui s'amincit vers l'est et se compose de plusieurs assemblages tectoniques. On y distingue un socle cristallin précambrien adjacent aux sillons des Rocheuses; des séquences de roches clastiques de rift datant du Protérozoïque moyen et tardif et du tout début du Paléozoïque; des assemblages de roches carbonatées et clastiques de marge continentale passive et de plate-forme mince, du Protérozoïque moyen et tardif, du Paléozoïque et du Mésozoïque précoce; ainsi que des prismes de roches clastiques du Dévonien-Mississippien, du Jurassique terminal-Crétacé précoce, et du Crétacé terminal-Tertiaire précoce. Les prismes de roches clastiques du Mésozoïque se sont déposés dans une avant-fosse, sur le continent, à l'avant d'un front de déformation qui, s'avançant vers l'est, a soulevé une bonne partie de la Cordillère. On a estimé que l'ampleur du raccourcissement et du déplacement vers l'est, au-dessus du Bouclier précambrien, varie de 50 km dans le nord du Domaine de l'avant-pays à plus de 200 km au sud.

Domaine d'Omineca

Le Domaine d'Omineca est une région soulevée, qui est formée en grande partie de roches métamorphiques et granitiques; il est à cheval sur la frontière entre les terranes accrétés et le protocontinent nord-américain (fig. 2-4). Il englobe le plateau du Yukon, les monts Pelly et la chaîne Selwyn, au Yukon et dans les Territoires du Nord-Ouest, et s'étend en direction du sud-est en passant par les chaînes Cassiar, Omineca et Columbia en Colombie-Britannique. Sa limite orientale au Yukon et dans les Territoires du Nord-Ouest se trouve juste à l'est des plutons granitiques les plus à l'est, tandis qu'en Colombie-Britannique, elle coïncide avec les sillons des Rocheuses. Sa limite occidentale, au sud, correspond à la limite occidentale des roches métamorphiques et granitiques du Complexe métamorphique de Shuswap; dans presque tout le reste de la Colombie-Britannique et dans le sud du Yukon, elle emprunte ou longe le versant occidental des monts Kaska, lequel coïncide avec la limite orientale de la Quesnellie. Dans le sud-ouest du Yukon, le Domaine d'Omineca ceinture l'extrémité nord du Domaine intermontagneux, où il comprend les plateaux de Klondike, de Lewes, de Teslin et de Taku, qui sont en partie l'expression physiographique de la cuvette de Whitehorse. Sa limite occidentale correspond approximativement à la ligne représentant un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial de 0,706. À l'est, ce rapport augmente en raison du strontium recyclé de la croûte continentale généralement associé aux plutons de type S, que l'on présume dériver de la croûte continentale ou qui y sont injectés; à l'ouest, dans les terranes volcaniques et les plutons de type I qui leur sont associés, les rapports sont plus faibles, le domaine océanique se caractérisant par des sources mantelliques appauvries.

Sur une bonne partie de sa longueur, le Domaine d'Omineca comprend une série de culminations et dépressions structurales de direction nord-ouest, qui donnent un relief discontinu qui contraste avec l'uniformité linéaire du Domaine côtier. Les dépressions sont formées en grande partie dans des roches sédimentaires faiblement métamorphisées qui s'étendent vers l'ouest à partir des strates du Domaine de l'avant-pays, dont elles diffèrent somme toute assez peu, sauf aux endroits où elles sont recouvertes de terranes accrétés formés d'assemblages de milieu océanique et d'arc insulaire. Les culminations structurales renferment des noyaux de roches sédimentaires modérément à fortement métamorphisées, qui contiennent localement des écailles et des biseaux de gneiss constitutif du socle du Protérozoïque inférieur. Ces noyaux de roches métamorphiques passent graduellement vers le sommet à des roches de couverture moins déformées, auxquelles succèdent des nappes de charriage plissées à vergence est, contenant des roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques. Des gneiss plus récents, qui représentent probablement des intrusions déformées du Protérozoïque tardif, du Dévonien, du Mésozoïque et du Tertiaire, sont également disséminés à la grandeur du domaine. Les plutons sont principalement des granites de type S du Crétacé moyen, mais on en trouve également du Jurassique moyen en abondance dans le sud.

Les roches du Domaine d'Omineca présentent une déformation plus pénétrative que celles des domaines adjacents. Les roches structuralement les plus basses et les plus intensément métamorphisées ont subi plusieurs phases de déformation ductile et se caractérisent par des plis isoclinaux et couchés; les roches occupant des positions structurales plus élevées présentent des plis concentriques simples, droits et ouverts. Des zones de cisaillement et de cataclase intenses, montrant localement un léger pendage, sont associées à des nappes structuralement élevées au Yukon, dans le sillon des Rocheuses du Nord et dans les parties externes des noyaux métamorphiques dont il a été question dans le paragraphe précédent.

À l'échelle régionale, le domaine comprend une succession imbriquée de nappes de charriage plissées du Mésozoïque, lesquelles accusent une direction dominante de transport tectonique vers l'est, c'est-à-dire vers le craton. Les plis et failles internes mettent en évidence un transport symétrique de part et d'autre d'un axe irrégulier de divergence structurale qui coïncide généralement avec la zone axiale métamorphique. Au Crétacé tardif et au Tertiaire précoce, le domaine a encore été déformé par plusieurs failles dextres de direction nord-ouest; la faille de Tintina, en particulier, a répété le domaine sur une longueur de redoublement de plusieurs centaines de kilomètres et doublé sa largeur au Yukon (fig. 2-1). Finalement, la partie la plus au sud du Domaine d'Omineca, dans la région de l'Okanagan, a subi au Tertiaire précoce des mouvements d'étirement, de soulèvement et d'érosion qui semblent avoir été facilités par un transport latéral de roches de couverture le long de failles normales listriques sus-jacentes à la zone axiale de roches métamorphiques.

Les terranes accrétés se présentent comme de vastes nappes de charriage plissées qui ont été mises en place sur des roches miogéoclinales du Trias supérieur et d'unités plus anciennes, le long de la marge continentale du protocontinent nord-américain. Celui qui occupe la position structurale la plus basse est le terrane de Kootenay, constitué d'assemblages de roches clastiques siliceuses, de volcanites felsiques et mafiques et de carbonates du Protérozoïque-Trias supérieur. Au Yukon, un segment du

terrane de Kootenay, l'Allochtone de Nisutlin, a manifestement été charrié sur la protomarge continentale (Tempelman-Kluit, 1979); cependant, au sud, la base du sous-terrane de Barkerville, autre élément du terrane de Kootenay, n'est pas exposée. Le terrane de Kootenay est recouvert successivement par des nappes de charriage qui représentent le terrane de Slide Mountain et la Quesnellie, deux éléments du superterrane intermontagneux qui s'est accrété à la marge continentale au Jurassique précoce-moyen (fig. 2-6). Ce processus d'accrétion a entraîné un épaississement de la croûte, des mouvements de compression, un métamorphisme intense, la mise en place d'intrusions et un soulèvement, pour ainsi former le Domaine d'Omineca.

Domaine intermontagneux

De façon générale, le Domaine intermontagneux est topographiquement plus bas que le Domaine d'Omineca et le Domaine côtier, et son relief est également plus adouci. On trouve cependant une exception notable dans la chaîne Skeena, constituée d'une série de chaînons élevés et accidentés dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique. Dans le sud de cette province, la limite orientale du Domaine intermontagneux, qui le sépare du Domaine d'Omineca, est bien marquée par des changements physiographiques et lithologiques; dans le nord de la Colombie-Britannique et dans le sud du Yukon, les deux domaines sont séparés par des failles coulissantes importantes, comme les failles de Kutcho et de Teslin. Le Domaine intermontagneux est séparé du Domaine côtier, au sud, par les failles de Pasayten, du Fraser et de Hungry Valley. Plus au nord, on observe entre les deux domaines un changement très marqué dans le relief et la lithologie, avec d'un côté un relief relativement bas façonné dans des roches volcaniques et sédimentaires, et de l'autre de hauts édifices construits sur un substrat granitique. Dans le sud-ouest du Yukon, le Domaine intermontagneux est enserré par le prolongement occidental du Domaine d'Omineca, avec une abondance de plutons au nord et à l'ouest de la cuvette de Whitehorse.

Contrairement à celles des domaines adjacents, les roches stratifiées du Domaine intermontagneux sont rarement métamorphisées jusqu'au faciès des schistes verts. Les roches plutoniques sont à prédominance de plutons de type I et associées à des épisodes de volcanisme du Trias tardif, du Jurassique précoce, du Crétacé tardif et du Tertiaire précoce. Les roches volcaniques et sédimentaires sont étendues. Les roches sédimentaires se présentant en successions épaisses dans la chaîne Skeena ainsi que dans les plateaux de Spatsizi et de Nechako, où ils définissent respectivement les bassins de Bowser, de Sustut-Skeena et de Nechako (fig. 2-5).

Le style et la géométrie des structures du Domaine intermontagneux varient selon la compétence des roches stratifiées et leur position à l'intérieur du domaine. De larges plis prédominent dans les puissantes séquences de roches volcaniques, tandis que les séquences de roches sédimentaires du nord et du centre du domaine se caractérisent surtout par des plis plus serrés, fréquemment associés à des failles de chevauchement. Des structures à vergence ouest du Jurassique moyen et tardif se détachent nettement à l'extrême est du Domaine intermontagneux, tandis qu'à l'ouest, on observe des structures du Crétacé et du Tertiaire à vergence est.

À l'instar du Domaine d'Omineca, le Domaine intermontagneux est traversé par des failles coulissantes dextres du Crétacé tardif et du Tertiaire qui présentent une direction nord-ouest. Le rejet de ces failles, combiné à celui des failles également dextres du Domaine d'Omineca, se chiffre globalement à plus de 1 000 km.

Le Domaine intermontagneux est en grande partie coextensif du superterrane intermontagneux (fig. 2-4). Celui-ci est un assemblage de terranes comprenant notamment la Stikinie, la Quesnellie, le terrane de Slide Mountain et le terrane de Cache Creek. Ces terranes sont recouverts de sédiments dérivés de soulèvements périphériques qui résultent de la compression ayant accompagné la réunion et l'accrétion des terranes; les bassins de Bowser et de Sustut en sont des exemples. Les terranes et les bassins sont recouverts de roches volcaniques du Tertiaire dont l'horizontalité donne à la moitié méridionale du domaine un relief uniformément bas. Les éruptions les plus récentes, cependant, ont donné les volcans-boucliers des complexes de Mount Edziza et de Level Mountain et ceux de la ceinture volcanique d'Anahim qui présente une orientionest-ouest. Au Crétacé tardif, le soulèvement et l'inversion du bassin de Bowser ont formé la chaîne Skeena, dont le vigoureux relief tranche nettement avec le relief doux du domaine à cette latitude.

Domaine côtier

Le Domaine côtier est une région au relief élevé et accidenté, qui englobe la chaîne Côtière et la chaîne des Cascades. Sa lithologie est dominée par des roches granitiques et métamorphiques du Complexe plutonique côtier. Au sud, sa frontière commune avec le Domaine insulaire se trouve un peu au large des côtes de la Colombie-Britannique et suit grosso modo la bordure occidentale du Complexe plutonique côtier. Plus au nord, au Yukon, sa limite occidentale longe la faille de Denali et, dans le sud-est de l'Alaska, elle coïncide avec la marge orientale de l'Assemblage de Gambier. Le Domaine côtier est séparé du Domaine intermontagneux, au sud, par les failles de Pasayten, du Fraser et de Hungry Valley. Plus au nord, sa limite orientale coïncide avec la bordure du Complexe plutonique côtier; au Yukon, elle suit la marge est des roches plutoniques à prédominance cénozoïque, qui séparent le Domaine côtier du Domaine d'Omineca.

Dans le Domaine côtier, le métamorphisme varie du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites supérieur; il indique une profondeur d'enfouissement plus importante et un soulèvement plus marqué au Crétacé et au Tertiaire que dans les domaines adjacents. Le Complexe plutonique côtier se compose d'un grand nombre de plutons granitiques de type I dont la composition moyenne est celle d'une diorite quartzique; plusieurs sont séparés des autres par un gneiss de métamorphisme élevé. Les plutons de la partie occidentale du domaine datent du milieu du Crétacé ou sont plus anciens, et ceux de la partie orientale remontent surtout au Crétacé tardif et au Tertiaire. À l'extrême sud, le domaine renferme des roches d'arc volcanique du Paléozoïque supérieur et des roches de milieu océanique ainsi que des roches clastiques du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque de la zone de plissement des Cascades de même que les roches plutoniques et métamorphiques de sa zone axiale.

Comme le Domaine d'Omineca, le Domaine côtier est un orogène symétrique, avec des plis et des chevauchements du Crétacé moyen-tardif qui rayonnent à partir d'une zone axiale centrale. Les structures à vergence ouest, datant du Crétacé moyen, pourraient être le résultat d'un sous-charriage du superterrane insulaire au-dessous du superterrane intermontagneux; quant aux structures à vergence est du Crétacé tardif, elles sont peut-être dues à un soulèvement ultérieur des deux superterranes.

Le Domaine côtier est un bombement de roches métamorphiques et plutoniques qui semble avoir été créé par un mouvement de subduction de longue durée, ou par l'accrétion du superterrane insulaire au superterrane intermontagneux, ou encore par une combinaison de ces deux facteurs. Le superterrane intermontagneux comprend le terrane d'Alexander et la Wrangellie, que l'on observe sous forme de pendentifs et de septa interplutoniques dans le nord et le sud du domaine respectivement. Ces deux terranes sont recouverts de roches volcaniques et sédimentaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur. Plusieurs autres terranes de plus petites dimensions peuvent être reconnus le long de la marge sud-est du Domaine côtier; dans le sud-ouest, le domaine est recouvert par le prisme de roches clastiques de l'Assemblage de Nanaimo (Crétacé supérieur-Tertiaire) et dont une partie est dérivée du Domaine insulaire adjacent, et le reste du Domaine côtier.

Domaine insulaire

Le Domaine insulaire englobe la marge continentale actuelle du Pacifique; il renferme l'île de Vancouver, les îles de la Reine-Charlotte, l'archipel Alexander du sud-est de l'Alaska, ainsi que le massif St. Elias qui se trouve dans le sud-ouest du Yukon et le nord-ouest de la Colombie-Britannique. Sa limite occidentale se situe à la base du talus continental, qui, au large de l'île de Vancouver, est le lieu de convergence des plaques Juan de Fuca et nord-américaine et qui, du côté des îles de la Reine-Charlotte, correspond à la faille transformante de Reine-Charlotte. Sa limite orientale est masquée par les eaux qui recouvrent les bassins de la plate-forme continentale entre le continent, l'île de Vancouver et les îles de la Reine-Charlotte. Plus au nord, le Domaine insulaire est séparé du Domaine côtier par la faille de Denali.

Dans l'île de Vancouver et les îles de la Reine-Charlotte, le domaine comporte des assemblages d'arc volcanique, de milieu océanique et de prismes de roches clastiques qui datent du Paléozoïque, du Mésozoïque et du Cénozoïque et qui sont déplacés par des failles coulissantes dextres de direction nord-ouest, des failles de chevauchement à vergence ouest, des plutons et des anticlinoriums. Les plates-formes continentales internes et externes adjacentes sont formées de successions épaisses de sédiments clastiques qui, au large de la côte ouest de l'île de Vancouver occidentale, contiennent des fragments de croûte océanique à l'intérieur d'un complexe de subduction qui est susjacent à la plaque Juan de Fuca actuellement en subduction. Par rapport à la partie nord du domaine située dans le massif St. Elias et à la chaîne Côtière à l'est, les montagnes de l'île de Vancouver et des îles de la Reine-Charlotte sont topographiquement plus basses, même si le relief est localement vigoureux.

Le massif St. Elias forme la chaîne de montagnes la plus haute et la plus spectaculaire du Canada. Leurs assemblages d'arc insulaire, d'arrière-arc, de milieu océanique, de mélange, de plate-forme et de roches déposées au large de la plate-forme continentale, qui datent du Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque, sont recoupés par des plutons alignés vers le nord-ouest et déformés par des failles coulissantes dextres, des failles de chevauchement à pendage nord-est et sud-ouest et des plis à vergence nord-ouest. Sur de vastes étendues, les montagnes sont recouvertes de glaciers permanents qui s'écoulent à la mer par des vallées étroites. Le relief atteint des hauteurs impressionnantes, le sommet le plus élevé, le mont Logan, dépassant 6 000 m.

Le Domaine insulaire est constitué de plusieurs terranes, dont les plus vastes sont le terrane d'Alexander et la Wrangellie. Le premier, situé en majeure partie dans le massif St. Elias, est présumé s'étendre sous les roches sédimentaires et volcaniques du Tertiaire de la partie nord-est des îles de la Reine-Charlotte et de la partie nord du détroit d'Hecate. Le reste du domaine est occupé presque entièrement par la Wrangellie. Dans les secteurs occidental et méridional de l'île de Vancouver, les terranes de Pacific Rim et de Crescent ont glissé sous la Wrangellie le long de failles de chevauchement d'orientations ouest et nord-ouest. Sous ces jeunes terranes, des profils de sismique-réflexion multicanal révèlent la présence d'autres fragments de terrain accolés à la base de la Wrangellie, ce qui tend à démontrer qu'au moins une partie de la Cordillère est constituée de terranes empilés d'origines diverses.

Assemblages tectoniques et suites plutoniques

Durant les 130 années d'explorations et d'investigations géologiques auxquelles a été soumise la Cordillère canadienne, un énorme volume de données a été rassemblé sur la lithologie, l'âge et la distribution de ses unités lithostratigraphiques (voir les tableaux de corrélation, en pochette). Une synthèse des nombreuses descriptions détaillées des unités lithostratigraphiques, des corps intrusifs et des roches très métamorphisées a conduit à grouper les unités apparentées en plusieurs assemblages qui correspondent à autant de milieux tectoniques ou sédimentaires particuliers. Cette répartition en assemblages permet de comparer le comportement tectonique des diverses régions de la Cordillère dans des intervalles de temps donnés. Un assemblage peut comprendre une ou plusieurs formations d'une même région ou de plusieurs régions distinctes. Des assemblages adjacents sont séparés par des discordances ou par des failles; lorsqu'ils sont séparés par des failles, les rapports qui existaient entre eux à l'origine sont parfois difficiles à reconstituer. Dans les assemblages, on reconnaît aussi des suites de roches plutoniques, qui sont définies essentiellement par l'âge et subdivisées suivant leur composition; cependant, on ne les considère pas comme des éléments à part entière des assemblages stratifiés dans lesquels elles se trouvent. Parmi les assemblages tectoniques on a inclu des assemblages métamorphiques dérivés d'un protolite stratifié connu; on s'abstient de nommer les assemblages dont la roche mère n'est pas connue.

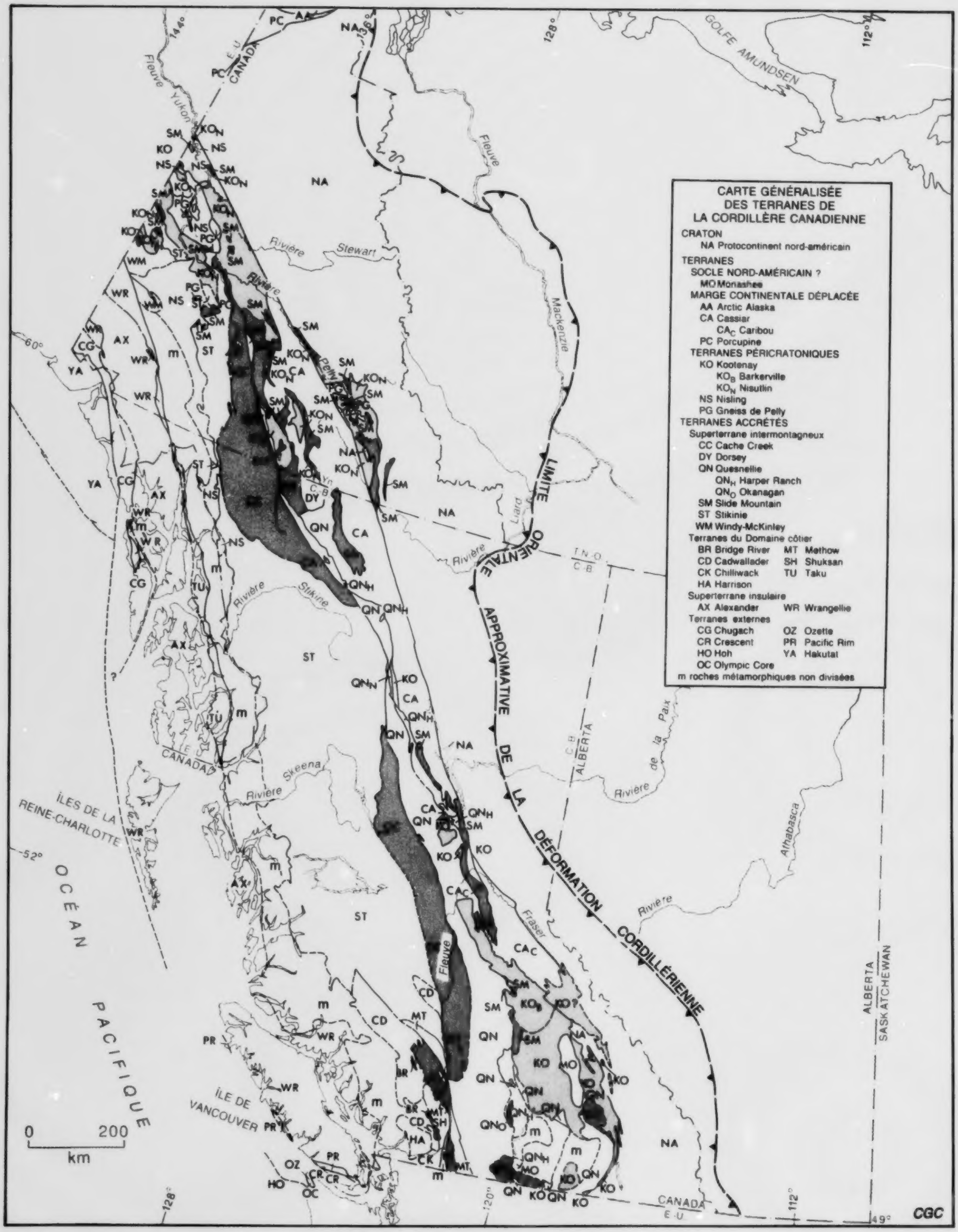
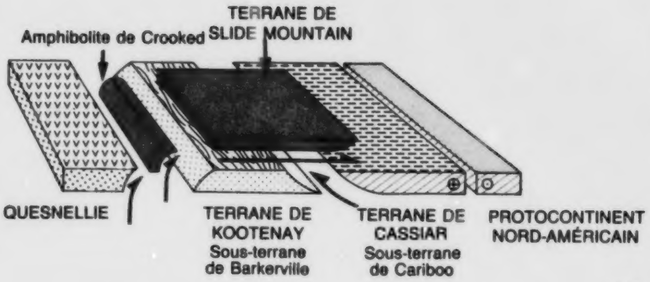


Figure 2-6. (A) Carte généralisée des terranes de la Cordillère canadienne. Les terranes océaniques sont représentés par la teinte gris sombre alors que le rose figure les terranes péricratoniques. (B) Bloc-diagramme illustrant les relations structurales des terranes dans les hautes terres de Quesnel et la chaîne Cariboo.



CGC

Sur la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712A, en pochette), on a cherché à grouper les unités lithologiques de la Cordillère en un nombre optimal d'assemblages, de façon à rendre compte le mieux possible de l'histoire tectonique de la Cordillère. L'assemblage constitue en effet l'unité fondamentale de la géologie cordillérienne. La plupart des assemblages portent le nom d'un groupe ou d'une formation qu'ils renferment; d'autres, peu nombreux il est vrai, sont nommés d'après la région dans laquelle ils sont le mieux représentés. Pour chaque assemblage, on indique l'intervalle d'âges des unités lithologiques qui le composent et on décrit les caractéristiques du milieu tectonique ou sédimentaire qu'il représente, avec des descriptions des lithologies dominantes, des changements de faciès, des régions sources et d'autres facteurs. Les assemblages et leurs unités lithologiques constituantes peuvent facilement être attribués aux terranes et aux domaines géomorphologiques dont ils font partie.

L'exactitude de l'adéquation entre un assemblage et un milieu tectonique ou sédimentaire donné est fort variable et, dans certains cas, douteuse. La plupart des assemblages ont été définis en fonction des milieux actuellement observables sur les marges continentales, dans les arcs insulaires et dans les bassins océaniques. Les autres le sont par leur position au sein de l'orogène (prisme de roches clastiques d'avant-fosse) ou par rapport au craton (sédiments de marge continentale passive). Mais peu importe la façon dont ils sont associés aux domaines géomorphologiques ou aux terranes, les assemblages demeurent un moyen efficace de décrire l'histoire tectonique et sédimentaire des nombreuses régions de la Cordillère canadienne.

Assemblages et milieux tectoniques

La succession du protocontinent nord-américain qui s'échelonne du Protérozoïque moyen au Jurassique moyen comprend plusieurs assemblages qui se sont formés sur l'ancienne marge continentale ou à proximité. Dans le Domaine de l'avant-pays et dans l'est du Domaine d'Omineca, où ces séquences affleurent, les assemblages représentent surtout des milieux de marge continentale passive et de rift. Les assemblages de marge continentale passive comprennent de vastes séquences de plate-forme carbonatée , comme l'Assemblage de Rocky Mountains, qui s'échelonne du Cambrien au Dévonien et qui est caractéristique du miogéoclinal du Paléozoïque.

Les assemblages des terranes représentent pour la plupart des arcs volcaniques (assemblages mésozoïques de Stuhini, de Nicola et de Hazelton) et des milieux océaniques (assemblages de Cache Creek et de Slide Mountain). Peu importe son lieu d'origine, chaque terrane renferme des assemblages qui, par comparaison avec des cas actuels, se sont formés au-dessus de zones de subduction de polarité différente, dans des zones de rift océanique ou des bassins marginaux, et dans des milieux de failles transformantes.

La collision entre les terranes qui se réunissent pour constituer des superterranes, puis entre les superterranes et le protocontinent nord-américain, a entraîné la formation d'assemblages d'accrétion et de recouvrement; les premiers sont dus à des processus de subduction et les autres, à l'érosion de roches soulevées à l'intérieur des zones d'accrétion (fig. 2-7). Les mélanges de l'Assemblage de Cache Creek et le complexe de subduction qui existe actuellement le long de la marge continentale du Pacifique sont des assemblages de prisme d'accrétion formés par la subduction de la lithosphère océanique. Dans le bassin de Bowser, un assemblage de recouvrement s'est déposé sur un terrane unique (la Stikinie), par suite de la réunion de la Stikinie et du terrane de Cache Creek. D'autres assemblages de recouvrement s'étendent à deux terranes ou plus; il est possible, dans ce cas, d'obtenir l'âge minimal de la période au cours de laquelle l'accrétion a pu se produire (c'est le cas de l'Assemblage de Gambier déposé à la fois sur la Wrangellie et le terrane d'Alexander). Certains assemblages de roches volcaniques et sédimentaires se sont formés postérieurement à l'accrétion, comme ceux de Kamloops et de Skeena; ces assemblages, qui s'étendent sur de vastes étendues, proviennent pour la plupart de divers milieux d'arc insulaire, de rift et de failles transformantes.

Suites plutoniques et roches métamorphiques

Des roches plutoniques et métamorphiques occupent de vastes étendues dans tous les domaines, sauf dans le Domaine de l'avant-pays. Plusieurs roches plutoniques sont groupées en suites qui se distinguent les unes des autres par l'âge et la composition. Certaines présentent des relations spatio-temporelles étroites avec des assemblages de roches volcaniques d'arc insulaire; dans les domaines intermontagneux, côtier et insulaire, elles sont du type I et renferment des plutons ultramafiques à zonation caractéristique. Des roches granitiques de type S sont présentes dans le Domaine d'Omineca, dont la zone axiale métamorphique et les roches de couverture sont présumées sus-jacentes à la marge du protocontinent nord-américain. Dans le Domaine côtier, qui comprend la suture entre les superterranes insulaire et intermontagneux, le Complexe plutonique côtier renferme des roches granitiques antérieures à l'accrétion, contemporaines de l'accrétion et postérieures à l'accrétion qui se sont formées sous l'effet d'une subduction ou d'une accrétion de longue durée, ou sous l'influence de l'un et l'autre de ces mécanismes. Comme dans le Domaine d'Omineca, les roches métamorphiques du Domaine côtier se sont présumément formées par suite d'un enfouissement profond et d'un épaississement tectonique, pendant et après l'accrétion des deux superterranes.

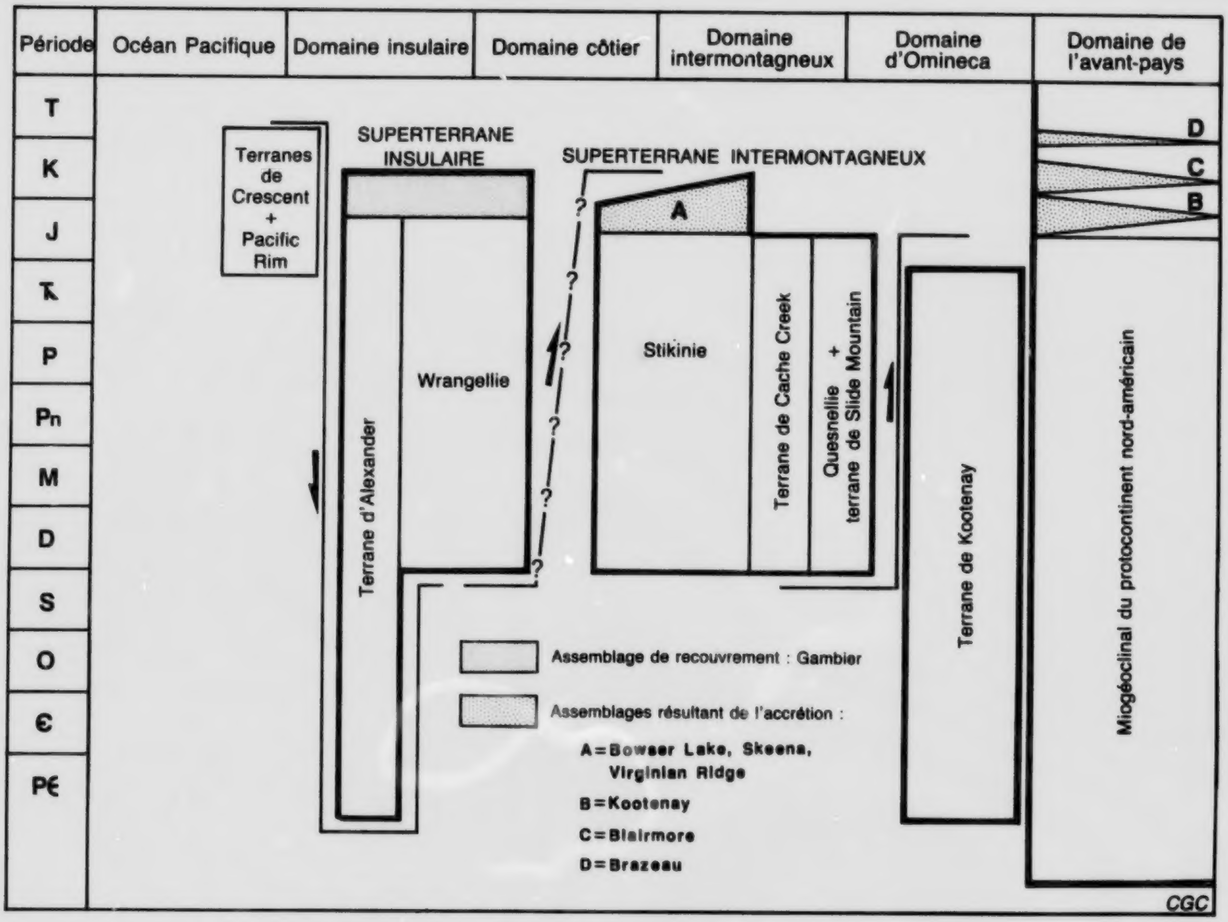


Figure 2-7. Évolution spatio-temporelle de la réunion des principaux terranes pour constituer des superterranes et de leur accrétion au protocontinent nord-américain.

Terranes

Les divers terranes sont les principaux éléments constitutifs de la Cordillère canadienne, représentant les quatre cinquièmes de sa largeur (fig. 2-6A; Carte des terranes, en pochette). L'application du concept des assemblages tectoniques à l'étude de la géologie cordillérienne a facilité la reconnaissance des terranes et nous a renseignés sur l'époque de leur réunion en superterranes, sur la façon dont ils se sont accrétés à la marge occidentale du protocontinent nord-américain pour former les cinq domaines géomorphologiques que nous connaissons, et sur la manière dont ils ont été par la suite déformés en régime compressif et dispersés par des failles coulissantes.

Les terranes sont des fragments de la croûte terrestre qui diffèrent géologiquement des terranes avoisinants (Jones et al., 1983; Monger et Berg, 1984). Le mot «terrane» n'a aucune connotation génétique et n'implique aucunement une origine très éloignée des terranes avoisinants ou de sa position actuelle. Comme, dans la plupart des cas, on ne connaît pas les relations paléogéographiques d'un terrane avec le continent nord-américain, Coney et al. (1980) ont qualifié les terranes de «suspects». Dans le présent volume, cependant, les auteurs emploient le mot «terrane» sans qualificatif. Les terranes sont limités, et séparés les uns des autres, par des failles qui, à certains endroits, peuvent être masquées sous une couverture rocheuse plus récente, par des intrusions, des alluvions ou de l'eau. Les attitudes et les déplacements observés au niveau des failles mettent en évidence plusieurs types de mouvements relatifs: chevauchement (obduction), poinçonnement horizontal, subduction et coulissage horizontal (fig. 2-6B). Les terranes ont une épaisseur variable; certains se présentent comme des nappes de charriage relativement minces, d'autres semblent avoir au moins 18 ou 20 km d'épaisseur. Le paléomagnétisme et la paléontologie suggèrent que certains terranes actuellement juxtaposés et se chevauchant se trouvaient à l'origine à des milliers de kilomètres de distance des autres terranes ou du protocontinent nord-américain (p. ex., la partie nord des terranes de Slide Mountain et de Cassiar). Dans d'autres cas, il n'a pu être démontré que des terranes avaient franchi des distances considérables (p. ex., la Quesnellie et le terrane de Kootenay). Malgré

des différences très marquées dans leurs caractéristiques stratigraphiques et structurales, certains terranes se sont présumément peu déplacés les uns par rapport aux autres (p. ex., le terrane de Kootenay et le protocontinent nord-américain).

Les terranes sont définis uniquement par les assemblages qui les composent. Les fragments de la croûte terrestre qui se trouvaient à l'origine à des paléolatitudes très éloignées et qui ont été accrétés au protocontinent nord-américain à un stade avancé de leur évolution tectonique se distinguent uniquement par les suites plutoniques et les assemblages antérieurs à l'accrétion et par les «mélanges» consécutifs à l'accrétion; les roches plutoniques postérieures à l'accrétion, et les assemblages de recouvrement en sont donc exclus. Par ailleurs, dans les cas où deux terranes ou plus se sont réunis en un «superterrane» avant leur accrétion au protocontinent nord-américain, les roches plutoniques postérieures à leur réunion et les assemblages de recouvrement surmontant les terranes constitutifs sont inclus dans la définition du superterrane (fig. 2-8A). Par exemple, l'Assemblage d'Inklin, du Jurassique inférieur, est considéré comme faisant partie du terrane de Cache Creek, même s'il est dérivé, du moins en partie, de la Quesnellie.

Caractéristiques des terranes de la Cordillère

Les terranes de la Cordillère nord-américaine ont une taille variable. Le plus gros a une superficie de 375 000 km^2 (c'est la Stikinie, en Colombie-Britannique et au Yukon), et les plus petits ont une étendue de quelques kilomètres à peine, rappelant en cela le Complexe Franciscain de la Californie (Silberling et al., 1984). La Wrangellie s'étend actuellement sur 16 degrés de latitude entre l'île de Vancouver et le sud de l'Alaska, mais des données paléomagnétiques suggèrent que son étendue originale était inférieure à cinq degrés de latitude (Yole et Irving, 1980).

Il existe divers types de terranes. Le protocontinent nord-américain, bien que disloqué par des failles de chevauchement imbriquées dans le Domaine de l'avant-pays, est relativement cohérent, présentant une stratigraphie en «gâteau à étages» et des changements de faciès latéraux continus. En revanche, certains terranes fragmentés, comme celui de Cache Creek, ont subi une déformation intense, localement à tout le moins, et renferment une grande variété d'assemblages de milieu océanique et d'arc volcanique, fréquemment sous forme de mélanges et de formations disloquées. L'intensité du métamorphisme dans certains terranes, comme celui de Nisling, masque en grande partie la stratigraphie originale, mais ils conservent suffisamment de caractéristiques du protolite pour les distinguer des terranes adjacents. D'autres, comme les terranes de Cache Creek et de Nisling, sont formés d'un seul assemblage (Assemblage de Cache Creek et Assemblage de Nisling respectivement). Les «sous-terranes» sont des divisions de terrane, dont la désignation reflète une certaine affinité, mais pas nécessairement une continuité stratigraphique, avec un terrane donné. Quant aux «superterranes», ils sont formés de deux ou plusieurs terranes qui se sont réunis avant leur accrétion au continent nord-américain.

Les six terranes majeurs reconnus à ce jour sont, d'est en ouest, le terrane de Slide Mountain, la Quesnellie, le terrane de Cache Creek, la Stikinie, le terrane d'Alexander et la Wrangellie (fig. 2-5 et carte 1713A, en pochette). Ces terranes «accrétés» se sont soudés au continent nord-américain à un stade avancé de leur évolution tectonique. Chacun se distingue des autres par une stratigraphie et une signature paléontologique ou paléomagnétique uniques, qui nous indiquent qu'ils se sont formés à différentes distances du protocontinent nord-américain. Tous renferment des assemblages qui représentent divers milieux de dépôt, depuis l'arc volcanique ensimatique et le bassin océanique jusqu'au bassin marginal.

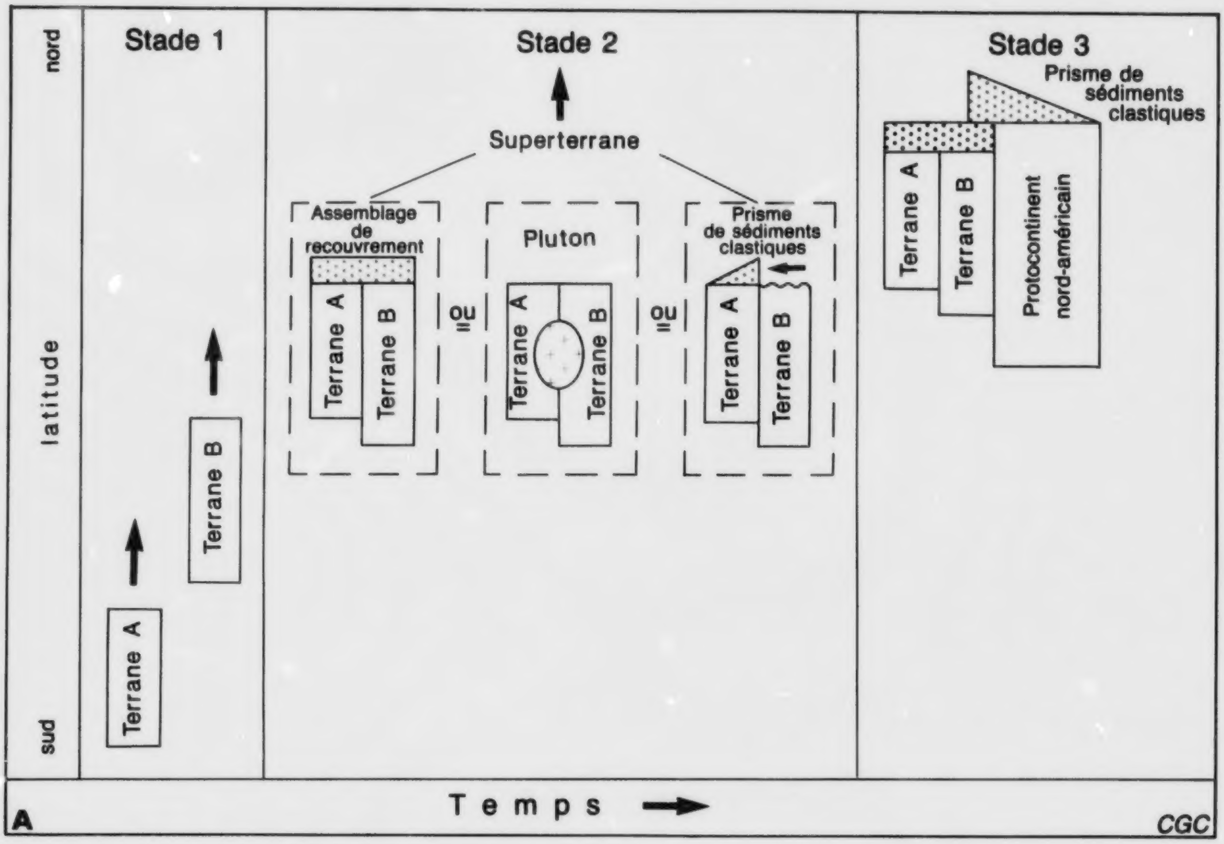
Entre les terranes accrétés et les roches formées sur l'ancienne marge continentale et à sa périphérie, se trouvent les terranes dits «péricratoniques», qui font tous partie du Domaine d'Omineca. En certaines de leurs parties, ces terranes péricratoniques ont des affinités stratigraphiques avec la marge du protocontinent nord-américain, ce qui laisse supposer qu'ils ne se sont pas déplacés sur des distances considérables. Cependant, d'autres parties de ces terranes possèdent des caractéristiques stratigraphiques et structurales qui n'ont pas été observées sur la marge du protocontinent nord-américain. Par exemple, le terrane péricratonique de Kootenay est constitué de roches traditionnellement considérées comme des équivalents de roches métasédimentaires ou métavolcaniques de successions qui se sont accumulées sur la marge continentale ou à proximité.

Par suite des mouvements dextres s'étant produits le long des failles coulissantes au Crétacé tardif et au Tertiaire, des parties de l'ancienne marge continentale ont été déplacées, tout comme des terranes surimposés qui se trouvaient déjà accrétés à la bordure du continent. Ainsi, le terrane de Cassiar, qui contient des assemblages miogéoclinaux avec notamment des roches de plate-forme carbonatée, s'est éloigné de sa position originale de plusieurs centaines de kilomètres vers le nord (fig. 2-6B). Le terrane de l'Alaska arctique, dans le nord du Yukon, est lui aussi considéré comme un fragment déplacé du continent, mais on se perd en conjectures sur la direction et l'ampleur de son déplacement par rapport au protocontinent nord-américain. Le terrane de Monashee comprend des roches métasédimentaires contenant des écailles de paragneiss et d'orthogneiss du Protérozoïque précoce, qui pourraient avoir appartenu à la croûte continentale nord-américaine.

Plusieurs terranes de faibles dimensions, dont certains se comparent à de grandes nappes, sont présents dans le sud-est du Domaine côtier; on est en train de les redéfinir et de reconsidérer leurs relations avec les autres terranes. De petits terranes sous-jacents à la Wrangellie dans l'ouest et le sud de l'île de Vancouver et dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique n'ont probablement pas parcouru de grandes distances; ils ont sans doute été mis en place par le rejeu de failles dextres du Tertaire précoce et par des processus de subduction associés à la convergence des plaques.

Réunion, accrétion et dispersion des terranes

Diverses associations stratigraphiques, de même que diverses entités structurales, métamorphiques et intrusives



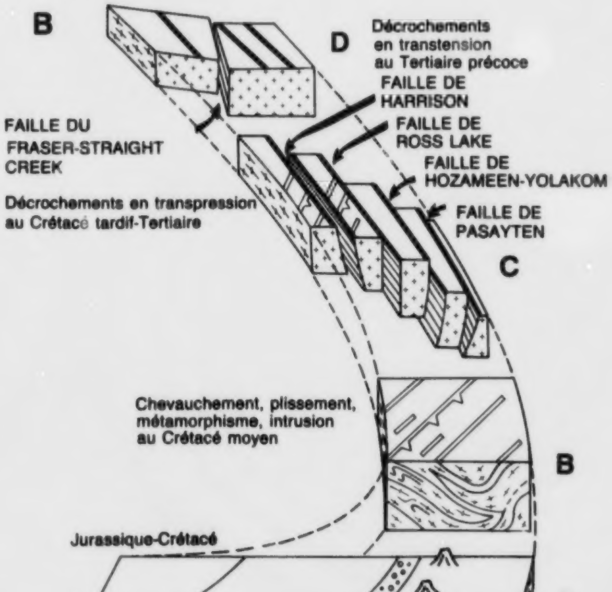


Figure 2-8. A. Diagramme schématique illustrant, étape par étape, la réunion des terranes en superterranes et leur accrétion au protocontinent nord-américain. B. Illustration hypothétique de l'évolution des structures dans la zone de plissement des Cascades et dans le sud-est du Complexe plutonique côtier. Au Crétacé précoce, il y a fermeture d'un bassin océanique/marginal (A), avec formation de l'arc de Spences Bridge et de l'avant-arc de Jackass Mountain (?) sur sa marge orientale à la fin du Crétacé précoce. Dans leur phase ultime, la fermeture du bassin et la collision des terranes (B) ont produit au Crétacé moyen des roches métamorphiques et des structures de direction NE. Ces structures ont été recoupées par des failles coulissantes de direction NNW (C), la plupart dextres, lesquelles ont été recoupées à leur tour par le système de failles dextres, de direction N, Fraser-Straight Creek (D). 1. Superterrane insulaire (Wrangellie + terrane d'Alexander + terrane de Chilliwack), recouvert par Peninsula/Brokenback Hill=Gambier (partie inférieure du Crétacé inférieur). 2. «Bassin océanique/marginal» : Bridge River, Hozameen, Darrington, Shuksan + Cogburn, Settler; avant-arc de Jackass Mountain?. 3. Amérique du Nord (Crétacé) + arc continental de Spences Bridge (partie supérieure du Crétacé inférieur).

permettent d'établir quand et comment se sont accomplies la réunion et l'accrétion des terranes. Dans la section précédente sur les assemblages tectoniques, les auteurs ont traité de l'importance des assemblages de recouvrement lorsqu'il s'agit de déterminer l'époque de la réunion des terranes. Par ailleurs, les assemblages clastiques d'avant-fosse sont susceptibles de nous renseigner sur l'accrétion des terranes au continent. Par exemple, l'Assemblage de Kootenay, dans le Domaine de l'avant-pays, est un prisme de roches clastiques que l'on croit dérivées du soulèvement du Domaine d'Omineca qui aurait été déclenché par l'accrétion du superterrane intermontagneux à la marge du protocontinent nord-américain. Lorsque des terranes sont «soudés» par des plutons, comme c'est parfois le cas, on peut, d'après l'âge des plutons, établir l'âge minimal de leur réunion ou de leur accrétion; le Complexe plutonique côtier est présumément le résultat, du moins en partie, de l'accrétion, au milieu du Crétacé, du superterrane insulaire au superterrane intermontagneux.

À ces processus de réunion et d'accrétion des terranes, s'opposent la fragmentation et la dispersion de terranes jadis monoblocs (fig. 2-8B). Les déplacements les plus visibles résultent du jeu, au Crétacé tardif et au Tertiaire, de failles coulissantes dextres telles que celles associées aux sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord, les failles du Fraser, de Denali et de Chatham Strait, ainsi que le système de failles actuellement actives de Reine-Charlotte-Fairweather. Certains épisodes, par contre, sont plus difficiles à documenter; c'est le cas des mouvements d'extension, de distension (rifting) et de dispersion qui ont probablement eu lieu dès les premiers stades de l'évolution de la Cordillère, à l'époque de la formation de la marge occidentale du protocontinent nord-américain, au Protérozoïque moyen et tardif.

Le paléomagnétisme et la paléontologie indiquent à quelle époque les terranes accrétés ont atteint leur latitude actuelle. Les positions paléolatitudinales à l'époque de la formation des roches et de la surimpression paléomagnétique généralisée qui date du milieu du Crétacé ont été déterminées pour la Wrangellie, la Stikinie, la Quesnellie, le terrane de Cache Creek et des unités lithologiques du Domaine de l'avant-pays et du Domaine côtier. Les données paléomagnétiques et géologiques concordent généralement pour ce qui est de la réunion des terranes pour former les superterranes insulaire et intermontagneux, et en ce qui concerne la chronologie de la réunion des superterranes au Crétacé moyen. Cependant, les données paléontologiques et géologiques ne sont pas entièrement d'accord avec les données paléomagnétiques sur l'ampleur et la nature du mouvement qui a entraîné les terranes accrétés vers le nord postérieurement au Crétacé moyen. Les résultats ne concordent pas non plus en ce qui concerne la chronologie de l'accrétion du superterrane intermontagneux au protocontinent nord-américain.

PARTIE B. SIGNATURES PALÉONTOLOGIQUES DES TERRANES

E.S. Carter, M.J. Orchard, C.A. Ross, J.R.P. Ross, P.L. Smith et H.W. Tipper

Depuis une dizaine d'années, les connaissances biostratigraphiques et biogéographiques se rapportant à la Cordillère ont progressé grâce à des études sur les conodontes, les foraminifères, les radiolaires et les ammonites, qui ont notamment permis de comparer des éléments biostratigraphiques du protocontinent nord-américain aux séquences de roches clastiques à grain fin et cherteuses qui sont présentes dans les terranes accrétés et péricratoniques. En plus de leur valeur biochronologique, les faunes de fusulinidés et d'ammonites ont mis en évidence les affinités paléogéographiques des séquences du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque et fourni des éléments d'information qui ont permis de confirmer et de préciser les origines paléolatitudinales indiquées par les résultats paléomagnétiques.

Suivant la suggestion de Tozer (1970), Monger et Ross (1971) ont été les premiers à se prononcer résolument en faveur de l'origine exotique d'une partie de la Cordillère nord-américaine, en se basant sur l'endémisme (restriction géographique) de certaines faunes de fusulinidés. Irving et Yole (1972) ont corroboré cette thèse, en établissant que la paléolatitude des roches du Trias supérieur de l'île de Vancouver est située bien au sud par rapport au craton nord-américain. L'étude des séquences riches en ammonites, en particulier celles des superterranes intermontagneux et insulaire, a permis de reconstituer presque entièrement la biostratigraphie du Jurassique inférieur et moyen dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique (Tipper et Richards, 1976) et dans les îles de la Reine-Charlotte (Cameron et Tipper, 1985). La comparaison des faunes, conjuguée aux études paléomagnétiques, permet de déterminer l'hémisphère d'où un terrane provient (Tipper, 1984). Les études sur les ammonites du Crétacé ont surtout été utiles jusqu'à maintenant en biostratigraphie; il existe néanmoins des différences considérables entre les domaines fauniques crétacés du Domaine de l'avant-pays et ceux des terranes accrétés.

Carter, E.S., Orchard, M.J., Ross, C.A., Ross, J.R.P., Smith, P.L., et Tipper, H.W.
1991: Cadre tectonique — Signatures paléontologiques des terranes; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 2, partie B, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

Fusulinidés

Charles A. Ross et June R.P. Ross

Les foraminifères fusulinacés, ou fusulinidés, se sont révélés fort utiles dans les reconstitutions paléogéographiques de la Cordillère, en raison de leur abondance et de leur large distribution. La province faunique téthysienne (faune permienne) renferme en abondance divers membres de la famille des Verbeekinidés, tandis que les autres provinces fauniques n'ont de cette famille qu'une seule espèce rare (Ross, 1967, 1973; fig. 2-9). Un précurseur de cette faune

permienne caractéristique était présent dans les régions téthysienne et ouralienne au Carbonifère moyen. Certains genres omniprésents renferment des lignées d'espèces ou des sous-genres caractéristiques qui se trouvaient restreints à la province téthysienne (fig. 2-9; tableau 2-1).

Les faunes du Carbonifère précoce (en particulier du Tournaisien et du Viséen) dans les terranes de la Cordillère occidentale étaient proportionnellement plus riches en genres cosmopolites que n'allaient l'être les faunes du Carbonifère moyen (Mamet, 1976; Ross et Ross, 1985). Cette tendance à la «provincialisation» des faunes a été planétaire, étant due à des réorganisations continentales qui ont entraîné la fermeture d'un passage marin équatorial vers la fin du Carbonifère précoce (fig. 2-10A). Cet endémisme a encore augmenté d'un cran au Permien précoce, avec la fermeture du passage marin reliant la Téthys et l'Oural (fig. 2-10C).

La faune de fusulinidés de l'Ouest canadien s'échelonne du milieu du Carbonifère au Permien tardif; la diversité des genres varie considérablement entre les terranes et entre ceux-ci et le miogéoclinal du protocontinent nord-américain à l'est (tableau 2-1). Les espèces observées dans le miogéoclinal sont relativement peu nombreuses, la plupart des spécimens ayant été récoltés dans l'archipel arctique. Les faunes de la Quesnellie sont diversifiées et présentent des similitudes avec celles du miogéoclinal; les associations fauniques sont également diversifiées et sont interprétées comme provenant d'eaux un peu plus chaudes que celles qui recouvraient le craton à la même époque.

Le terrane de Slide Mountain renferme une faune de fusulinidés caractérisée par une espèce géante de *Parafusilina* (Ross, 1969). La génération microsphérique de cette espèce atteint fréquemment une longueur de 10 cm. Cette espèce est également présente dans la région de Kettle Falls (État de Washington), dans l'est des monts Klamath (nord de la Californie) et à El Antimonio, à Sonora et dans la partie supérieure de la Formation de Word (Texas occidental). Toutes ces occurrences se trouvent dans des terranes accrétés, sauf au Texas, où l'espèce a été observée dans le miogéoclinal; on en déduit que le terrane de Slide Mountain et d'autres localités proviennent de paléolatitudes méridionales.

Les faunes de fusulinidés les plus variées de la Cordillère canadienne se rencontrent dans des successions calcaires épaisses, dans le terrane de Cache Creek. Celui-ci renferme des faunes de verbeekinidés qui sont associées à un grand nombre de lignées d'espèces de plusieurs autres familles. C'est cette association, caractérisée par les Verbeekinidés distinctifs, qui est rattachée à la faune téthysienne du Permien. Ses caractéristiques fauniques suggèrent que le terrane se trouvait à l'origine dans la partie tropicale du bassin océanique de la Panthalassa du Paléozoïque (fig. 2-10C,D).

Sans connaître entièrement les faunes de la Stikinie, on sait qu'elles n'ont pas de verbeekinidés et qu'elles comptent beaucoup moins d'espèces que celles du terrane de Cache Creek. De façon générale, les fusulinidés sont sembables à ceux du Calcaire de McCloud (Sonomie) dans le nord de la Californie et le nord-ouest du Nevada.

Dans la Wrangellie et le terrane d'Alexander, la faune est moins variée que celle des terranes situés plus à l'est. Les faunes de fusulinidés du terrane d'Alexander sont physiquement plus grosses et impliquent donc des paléoenvironnements plus chauds que ceux de la Wrangellie. Les fusulinidés de la Wrangellie comportent plusieurs genres, dont certains se retrouvent dans le miogéoclinal franklinien qui, au Carbonifère et au Permien, était présumément soumis à des conditions marines tempérées.

Conodontes

M.J. Orchard

Depuis une dizaine d'années, les conodontes sont de plus en plus utilisés pour déterminer l'étendue de la succession stratigraphique dans les terranes accrétés, péricratoniques et déplacés (fig. 2-11 à 2-14). Leur utilité tient à leur cosmopolitisme, à leur courte extension stratigraphique et à leur résistance au métamorphisme. Ils rendent possibles une corrélation biostratigraphique précise à l'intérieur des terranes et entre les terranes, et, dans une certaine mesure, la reconstitution de certains paramètres paléoenvironnementaux tels que la profondeur d'eau. Par contre, en raison leur large distribution, ils sont moins utiles pour la détermination des paléolatitudes, bien que la plupart des conodontes postordoviciens semblent avoir habité une région limitée par les latitudes 40°N et S (Sweet, 1985); en outre, un certain endémisme géographique a été observé, ce qui pourrait signifier que des conodontes ont existé à différentes paléolatitudes.

Les conodontes du Paléozoïque précoce sont relativement rares dans la Cordillère occidentale (fig. 2-11). Des espèces ordoviciennes ont été observées dans le terrane d'Alexander (Domaine insulaire), ainsi que dans le terrane de Cassiar et la Quesnellie (Domaine d'Omineca). La faune la plus diagnostique du terrane d'Alexander date de l'Ordovicien moyen; elle a été observée dans la Formation de Descon, dans le sud-est de l'Alaska (A. Harris, communication personnelle, 1979). Des faunes identiques à *Pygodus - Periodon* de la «province nord-atlantique» se retrouvent dans les bassins de Selwyn et de Kechika, où elles représentent un biofaciès d'eau profonde relativement froide. Dans le terrane de Cassiar, comme dans le miogéoclinal à l'est, des faunes de la «province américaine», représentatives d'un biofaciès d'eau chaude et peu profonde, sont présentes dans des strates du même âge. Une tendance semblable se dégage des faunes de conodontes du Silurien; celles du terrane d'Alexander (Savage, 1985) et du bassin de Selwyn sont très similaires et indiquent des milieux de bassin, tandis que celles du terrane de Cassiar sont des taxons de plate-forme, moins distinctifs.

Des conodontes du Dévonien s'observent dans plusieurs régions de la Cordillère, en particulier dans les roches miogéoclinales du Domaine de l'avant-pays, dans le bassin de Selwyn et dans le terrane d'Alexander des domaines insulaire et côtier. Dans chacune de ces régions, la plupart des étages du Dévonien sont bien démarqués (fig. 2-11), cadrant dans une zonation standard des conodontes applicable à l'ensemble de la Cordillère, tant dans les strates autochtones qu'en terrain allochtone. Les variations observées peuvent être dues à des différences de biofaciès. Comme dans le Paléozoïque inférieur, les sédiments de plate-forme se caractérisent par des taxons spécifiques, notamment *Icriodus*, tandis que les sédiments déposés dans des eaux relativement profondes renferment diverses faunes à *Polygnathus - Palmatolepis*. Contrairement aux faunes plus anciennes, les conodontes du Dévonien moyen

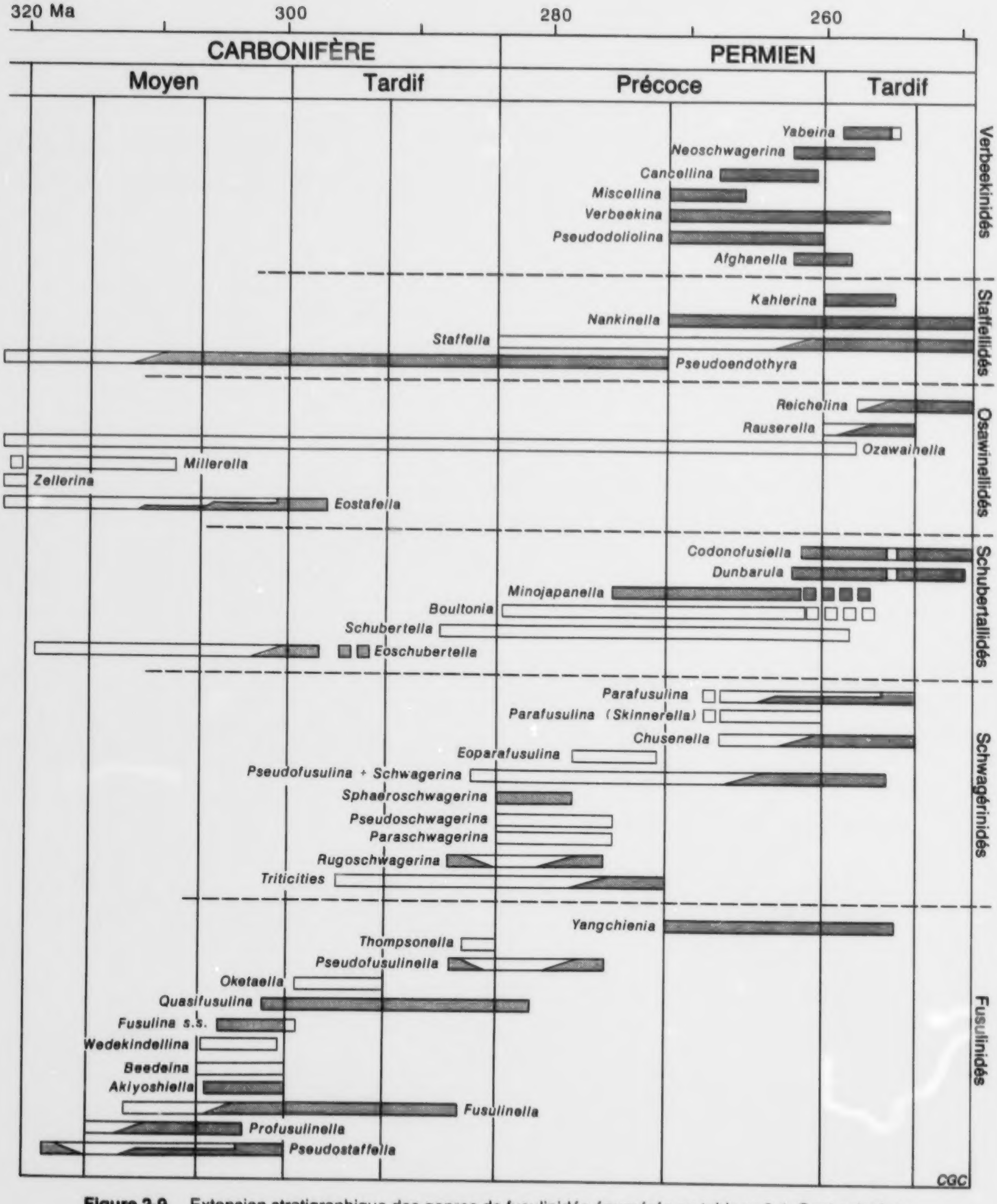


Figure 2-9. Extension stratigraphique des genres de fusulinidés énumérés au tableau 2-1. Sont colorées en noir les parties de l'extension d'un genre qui sont associées uniquement à une faune de Verbeekinidés dans des strates du Permien moyen et supérieur ou qui appartiennent à une faune téthysienne-ouralienne dans des strates du Carbonifère moyen. Dans certains cas, des sous-genres ou des groupes d'espèces caractéristiques sont associés à des Verbeekinidés, mais pas le genre en entier. (Sources des données: Ross, 1967; Rozovskaya, 1975; Kanmera et al., 1976.)

Tableau 2-1. Fusulinidés et autres foraminifères observés dans des localités représentatives de la plate-forme cratonique et du miogéoclinal de l'Ouest.

	Plate-forme cratonique		Slide Mountain				Cache Creek				Stikinie			Alex-ander		Wrangellie		
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Verbeekinidés																		
Fin du Permien précoce-début du Permien tardif																		
Yabeina							X	X	X	X								
Afghanella							X	X										
Neoschwagerina							X	X	X									
Cancellina							X	X	X									
Pseudodoliolina							X	X		X								
Verbeekina							X		X									
Misellina							X		X									
Staffellidés																		
Milieu du Carbonifère précoce-Permien tardif																		
Kahlerina							X	X										
Nankinella						X	?		?	?					X			
Staffella	?					X	X	X	?	?					X			
Pseudoendothyra	X	X			X													
Ozawainellidés																		
Milieu du Carbonifère précoce-Permien tardif																		
Reichelina							X	X		X								
Rauserella										X								
Ozawainella						?									X			
Millerella					X	X	?	?	X						X			
Zellerina							?											
Eostaffella				X	X	X	X	X	X									X
Schubertellidés																		
Milieu du Carbonifère-Permien tardif																		
Codonofusiella						X				X								
Dunbarula										?								
Minojapanella										X								
Boultonia						X	X		X		X			?				
Schubertella	X		X			X	X		X	X	X					X		
Eoschubertella							X		X								X	X
Schwagérinidés																		
Carbonifère tardif-début du Permien tardif																		
Parafusulina		X		X			X	X	X	X								
Parafusulina (Skinnerella)											X			X				
Chusenella							X	X		X								
Eoparafusulina							X	X			X		X		X	X		
Schwagerina	X	X	X			X	X	X		X	X	X	X	X		X		X
Pseudofusulina	X					X	X	X		X								
Sphaeroschwagerina	X						X											
Pseudoschwagerina						X			X	X			X					
Paraschwagerina						?												
Rugosofusulina							X											
Triticites						X	X		X				X					
Fusulinidés																		
Milieu du Carbonifère-début du Permien tardif																		
Yangchienia							X											
Thompsonella			X					X										
Pseudofusulinella	X		X			X	X			X	X	X	X	X		X		
Oketaella									X									
Quasifusulina						X	X		X									X
Susulina							X	?										
Wedekindellina					X												X	
Beedeina							X		?						X			
Akiyoshiella									X									
Fusulinella					X		X		X						X			
Profusulinella	X	X			X							X						
Pseudostaffella					X				X						X			

Plate-forme cratonique (colonne 1 - Formation de Belcourt et formation non dénommée, nord-est de la Colombie-Britannique; colonne 2 - Sud-ouest de l'Alberta). **Terrane de Slide Mountain** (colonne 3 - Région cartographique de la rivière Tay, Yukon; colonne 4 - Groupe de Sylvester, district de Cassiar, Colombie-Britannique; Quesnellie, colonne 5 - Chaînon Lay, Chaîne Omineca, Colombie-Britannique; colonne 6 - «Groupe de Harper Ranch», Kamloops, Colombie-Britannique). **Terrane de Cache Creek** (colonne 7 - Région de Nakina, nord-est de la Colombie-Britannique; colonne 8 - Région du lac Dease, nord de la Colombie-Britannique; colonne 9 - Fort St. James, centre de la Colombie-Britannique; colonne 10 - Marble Canyon, centre sud de la Colombie-Britannique). **Stikinie** (colonne 11 - Rivière Scud, Colombie-Britannique; colonne 12 - Ruisseau Telegraph, Colombie-Britannique; colonne 13 - Groupe d'Asitka, chaîne Omineca). **Terrane d'Alexander** (colonne 14 - Massif St. Elias, Yukon; colonne 15 - Îles Kuiu et Prince of Wales, sud-est de l'Alaska). **Wrangellie** (colonne 16 - Centre est de la chaîne de l'Alaska; colonne 17 - Côte est de l'île de Vancouver; colonne 18 - Lacs Horn et Cowichan, centre de l'île de Vancouver). (Pour des renseignements sur chacune de ces localités de foraminifères, voir Ross et Ross (1983)). À l'intérieur de chaque famille, les genres sont énumérés par ordre croissant de première apparition; il y a néanmoins beaucoup de chevauchements dans la répartition stratigraphique des familles (voir fig. 2-9).

et tardif du terrane d'Alexander ressemblent davantage à ceux des sédiments de plate-forme qu'à ceux du bassin de Selwyn.

La découverte d'espèces du Dévonien précoce et tardif dans la Stikinie et la Quesnellie respectivement a été le premier indice de la présence de strates de cet âge-là, les plus anciennes connues à ce jour, dans ces terranes. La faune de la Stikinie a des équivalents dans le terrane d'Alexander et le bassin de Selwyn. La Quesnellie renferme deux faunes du Fammenien très différentes l'une de l'autre: l'une d'elles, provenant du Groupe de Harper Ranch, représente un biofaciès d'eau peu profonde et n'a d'équivalent nulle part ailleurs dans la Cordillère; l'autre, une faunule observée dans le chert de la Formation de Shoemaker, est directement corrélable avec celles des bassins de Selwyn et de Kechika.

Les faunes de conondontes du Carbonifère et du Permien sont beaucoup plus abondantes et répandues que les faunes des périodes antérieures (fig. 2-12). Contrairement aux faunes dévoniennes, il n'a pas encore été établi, pour le Paléozoïque tardif, de zonation applicable à l'ensemble de la Cordillère, et la corrélation des différents biofaciès demeure équivoque. Les faunules de conodontes ont été réparties entre 17 faunes (fig. 2-13). La succession faunique et la contemporanéité des biofaciès qui en est inférée sont fondées sur des associations dont la plupart ont été observées à l'extérieur de la Cordillère canadienne, mais la séquence fournit tout de même un cadre utile pour établir des comparaisons paléobiogéographiques. Comme c'est le cas de faunes plus anciennes, les conodontes du Paléozoïque supérieur sont généralement cosmopolites ou répandus dans l'ouest de l'Amérique du Nord. Dans la Cordillère canadienne, les faunes 2 et 3 (fig. 2-13) sont associées à des dépôts de barytine et ne se rencontrent que dans l'est en périphérie du craton, tandis que la faune 1 se trouve beaucoup plus loin, encore qu'en eau relativement profonde. La présence de la faune 4, représentée par *Mestognathus*, dans la Stikinie a naguère été jugée exceptionnelle, mais il semble que le genre soit plus répandu qu'on l'a cru à l'origine (von Bitter et al., sous presse). Le genre *Gondolella* du Pennsylvanien (faune 9), qu'on avait l'habitude de considérer comme typique du milieu du continent nord-américain, s'étend vers l'ouest jusqu'à la limite orientale du terrane de Cache Creek (dans des olistolites des roches carbonatées; voir le chapitre 8), mais n'a pas encore été observé dans la Formation de Marble Canyon, dans le centre du terrane de Cache Creek, où se trouvent les fusulinidés téthysiens; cette absence pourrait être d'une importance capitale pour la compréhension des rapports existant à l'intérieur du terrane de Cache Creek. La possibilité d'un endémisme est considérée pour expliquer la faune 17 de la Formation de Marble Canyon, dont le meilleur équivalent se trouve dans le Permien tardif de l'Eurasie. En raison de son caractère unique, cette faune pourrait aussi être plus récente ou provenir d'un milieu de dépôt différent de celui représenté par les strates préservées ailleurs en Amérique du Nord.

Les conodontes du Trias (fig. 2-14) se caractérisent par une relative uniformité. Le terrane de Cache Creek et la Stikinie comportent des faunes semblables du Trias précoce, bien que les strates de cet âge soient rares ou absentes ailleurs. La Formation de Marble Canyon, dans le terrane de Cache Creek, a une seule occurrence de *Platyvillosus* (Spathien), genre qui par ailleurs n'a été observé qu'à de basses latitudes. La Quesnellie et le terrane de Cassiar ont en commun plusieurs éléments majeurs dans l'intervalle du Ladinien tardif au Carnien précoce, et peuvent être corrélés avec précision avec des séquences cratoniques. La succession classique du Norien, dans la région de la rivière de la Paix (Orchard, 1983), fournit une zonation qui vaut pour toute la Cordillère occidentale, même si elle n'a pas encore été complètement étudiée. Les plus récents conodontes du Norien tardif appartenant à des strates autochtones de la Colombie-Britannique sont probablement antérieurs à une faune de conodontes qui caractérise les terranes de Cadwallader, de Sinwa et de Lewes River à l'ouest. Le conodonte *Misikella*, d'âge «rhétien», n'a été trouvé que dans les strates sommitales du Trias du terrane de Cadwallader, du terrane de Cache Creek et de la Wrangellie.

Radiolaires

E.S. Carter

La recherche sur les radiolaires ne fait que commencer dans l'Ouest du Canada. La zonation des faunes de radiolaires, réglée sur les ammonoïdés, les conodontes et les foraminifères, s'annonce très utile pour établir des corrélations à l'intérieur des terranes de la Cordillère canadienne, et entre ceux-ci. D'excellentes faunes ont été trouvées dans les séquences relativement ininterrompues de strates du Mésozoïque dans les îles de la Reine-Charlotte; il y a là une abondante matière à étude. Ces associations sont combinées à de riches faunes d'ammonoïdés et de foraminifères qui fournissent un excellent contrôle stratigraphique. Les études sur les faunes du Trias terminal et sur celles de l'intervalle du Jurassique précoce au début du Jurassique moyen cherchent d'abord et avant tout à décrire de nouveaux taxons (Pessagno et Blome, 1980; Pessagno et Whalen, 1982; Carter et al., 1988) et à définir des zones pour le Jurassique (Carter, 1988; Pessagno et al., 1987) et le Trias tardif (Blome, 1984).

En ce qui concerne le Trias tardif, certains genres des Capnuchosphéridés et des Pantanellinidés, plus quelques autres d'appartenance taxonomique incertaine apparaissent comme les indicateurs chronologiques les plus fiables (fig. 2-15). On y trouve notamment *Capnuchosphaera*, *Sarla*, *Capnodoce*, *Betraccium*, *Kahlerosphaera*, *Ferresium* et *Laxtorum*. En outre, quelques espèces de genres à plus longue extension stratigraphique, comme *Pantanellium*, *Canoptum* et *Triassocampe*, s'avèrent utiles. Leur robustesse a permis à la plupart de ces formes de se préserver dans une variété de lithologies.

Les radiolaires du Jurassique sont différents des formes triasiques et, en particulier dans les strates du Jurassique inférieur, ils comportent un grand nombre de taxons à courte extension stratigraphique (fig. 2-16). Tous sont abondants dans les assemblages bien préservés des îles de la Reine-Charlotte, et plusieurs ont aussi été observés ailleurs dans la Cordillère. Dans les îles de la Reine-Charlotte (Wrangellie), des radiolaires jurassiques sont associés à une faune d'ammonoïdés diversifiée de la province téthysienne. La faune de radiolaires est également diversifiée et a des affinités avec des assemblages téthysiens de la Californie (Complexe Franciscain), et du centre est de l'Oregon (Pessagno et Blome, 1980; Pessagno et Whalen, 1982), de la Turquie (Pessagno et Poisson, 1981; De Wever, 1982) et du Japon (Yao, 1983). Pessagno et al. (1984) ont

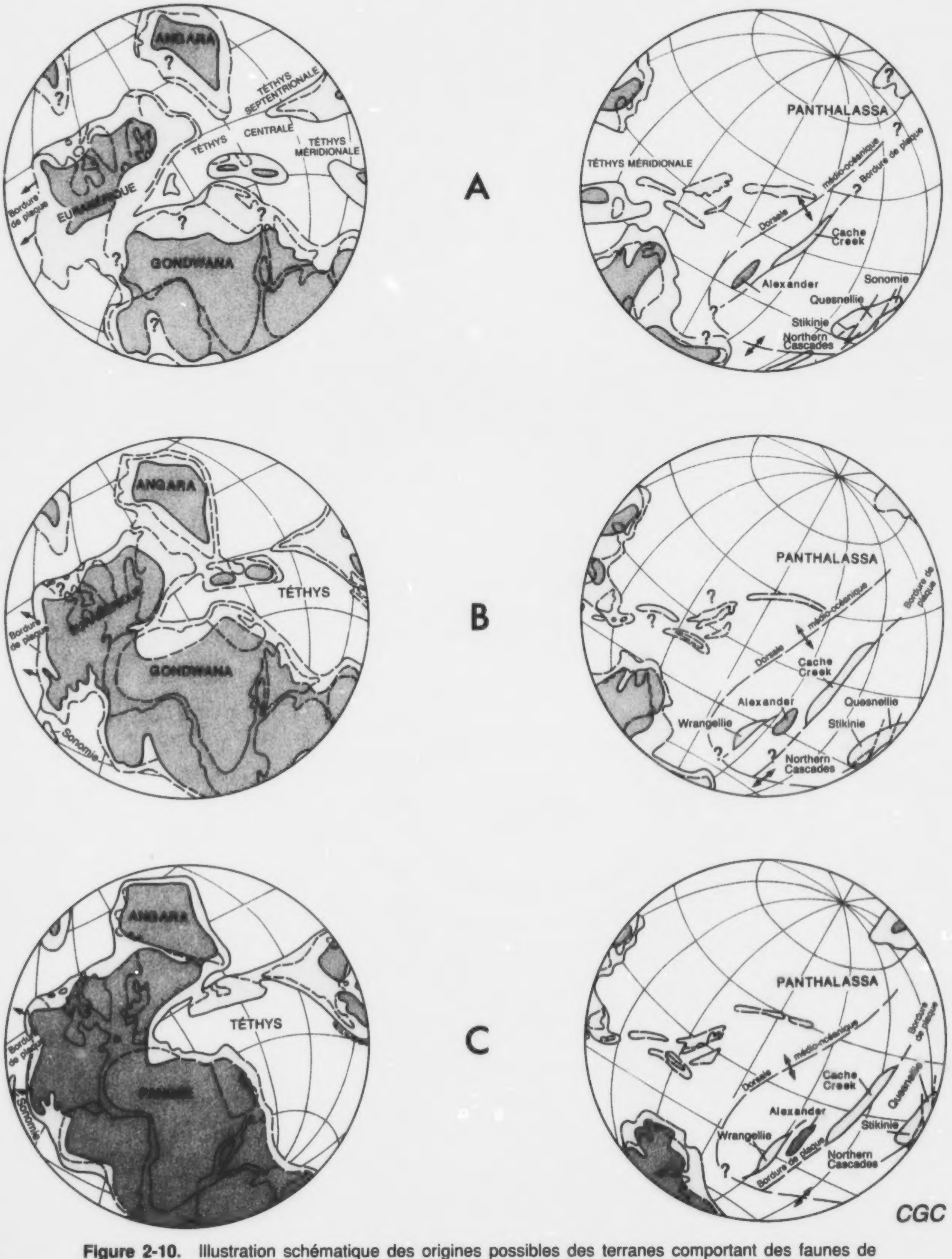
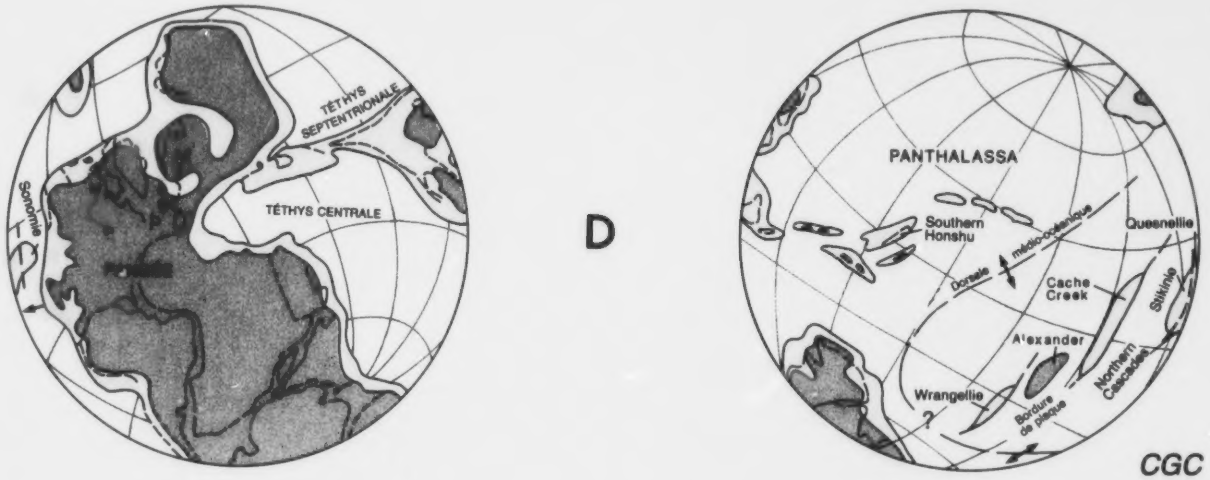


Figure 2-10. Illustration schématique des origines possibles des terranes comportant des faunes de fusulinidés du Paléozoïque tardif. A, Carbonifère précoce (Mississippien); B, Carbonifère moyen et tardif (Pennsylvanien); C, Permien précoce; D, Permien tardif (modifié de Ross et Ross, 1981, 1983, 1985).



Période/Âge		TERRANE	AUTOCHTONE NORD-AMÉRICAIN	CASSIAR	QUESNELLIE	STIKINIE	ALEXANDER
DÉVONIEN	Tardif	FAMENNIEN	●	●	●		
		FRASNIEN	●	●	●		●
	Moyen	GIVÉTIEN	●	●			●
		EIFÉLIEN	●	●		●	●
	Précoce	EMSIEN	●				●
		PRAGUIEN	●			●	●
		LOCHOVIEN	●				●
SILURIEN			●	●			●
ORDOVICIEN			●	●	●		●

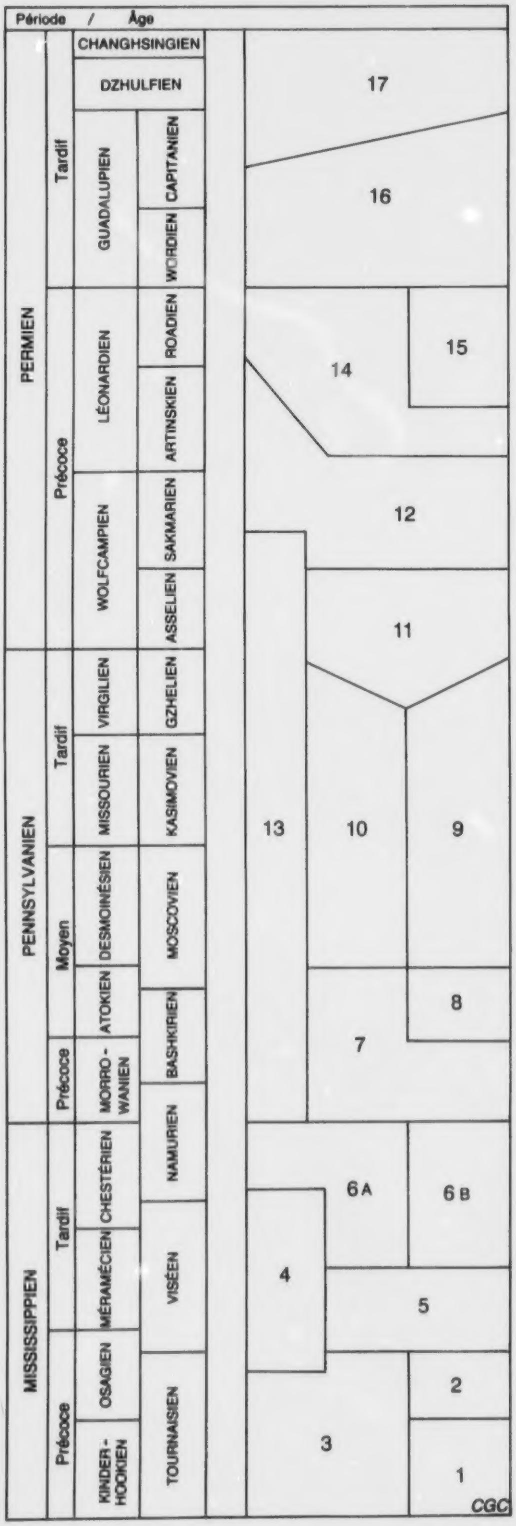
CGC

Figure 2-11. Répartition des conodontes de l'Ordovicien au Dévonien dans l'Ouest du Canada

établi des critères simples pour différencier des associations de radiolaires jurassiques des domaines fauniques téthysien et boréal, et pour subdiviser chaque domaine en provinces. En appliquant ces critères, ils ont attribué les faunes de l'intervalle Hettangien-Toarcien moyen des îles de la Reine-Charlotte à la province téthysienne centrale du domaine faunique téthysien; de plus, ils ont rapporté les faunes du Toarcien moyen-Bajocien supérieur à la province téthysienne septentrionale. Les faunes de la province téthysienne centrale se caractérisent par l'abondance et la diversité des pantanelliidés, de même que par la présence de *Ristola* et l'absence de *Parvicingula* (au sens de Pessagno et Whalen, 1982). Quant à la province téthysienne septentrionale, elle est aussi bien pourvue en pantenelliidés que la province centrale mais, à la différence de l'autre, elle contient *Parvicingula*.

Des radiolaires ont été observés dans les terranes de Bridge River, de Cache Creek, de Slide Mountain et de Pacific Rim, ainsi que dans la Quesnellie, la Stikinie et la Wrangellie (fig. 2-17). A l'exception de la faune wrangellienne des îles de la Reine-Charlotte, toutes les collections proviennent de localités isolées. Le chert de l'Allochtone de Sylvester, dans le terrane de Slide Mountain, renferme des radiolaires dont l'âge s'échelonne du Dévonien moyen(?) au Permien inclusivement (Harms, 1986). Dans cette région, quelques minces unités non faillées semblent contenir des successions assez complètes de radiolarite qui s'échelonnent du Mississippien au Permien. D.L. Jones (communication personnelle, 1981, citée par Cordey, 1986) a prélevé des radiolaires du Permien et du Trias dans le terrane de Cache Creek et reconnu des formes datant du Jurassique précoce dans le terrane de Bridge River (communication écrite à E.A. Pessagno, 1977). Des travaux récents de Cordey (1986) ont confirmé la présence de radiolaires du Permien précoce-Trias tardif dans le terrane de Cache Creek, et de formes du Trias moyen-Jurassique précoce dans le terrane de Bridge River. Igo et al. (1985) ont signalé la présence de radiolaires du Permien et du Trias tardif (probablement noriens) dans un chert du mélange de Cache Creek, et de taxons probablement anisiens dans la Formation de Marble Canyon, au milieu du terrane de Cache Creek. Ils ont aussi remarqué des formes datant peut-être du Trias moyen dans des strates près de Kamloops. Des radiolaires du Mésozoïque ont été récoltés dans du chert dans le terrane de Pacific Rim (Rusmore et Cowan, 1985; Brandon, 1985). Dans la Wrangellie, une unité cherteuse du Groupe de Sicker (Paléozoïque) a livré des radiolaires mississippiens (Brandon et al., 1986), et d'excellentes faunes du Trias tardif-Crétacé tardif sont présentes dans les îles de la Reine-Charlotte.

Même si l'on ne fait que commencer à la développer, la biostratigraphie des radiolaires offre un des outils les plus prometteurs pour différencier des terranes juxtaposés aux



Terrane / Période/Faune		AUTOCHTONE NORD-AMÉRICAIN	CASSIAR	KOOTENAY	DORSEY	SLIDE MOUNTAIN	QUESNELLIE	CACHE CREEK	STIKINIE	ALEXANDER	WRANGELLIE
CARBONIFÈRE — PERMIEN	17							•			
	16	•				•	•	•			
	15	•				•	•	?	•		?
	14	•					•		•		•
	13							•	•		•
	12	•		•		•	•		•		
	11	•				•		•	•		•
	10					?					•
	9		•			•		•			
	8		•		•	•				•	
	7	•	•	?	•	•	•	•		•	•
	6	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
	5		•	•		•					
	4		•						•		
	3	•	•	•							
	2	•	•			•	?				
	1	•	•			•					•

CGC

Figure 2-13. Répartition des conodontes du Carbonifère et du Permien dans l'Ouest du Canada. Les faunes 1 à 17 sont définies à la figure 2-12. Le symbole «?» indique les occurrences incertaines (mauvaise préservation).

Figure 2-12. Subdivision des faunes de conodontes du Carbonifère et du Permien. Les faunes sont numérotées de 1 à 17; les biofaciès d'eau peu profonde sont placés à gauche et ceux d'eau profonde à droite. Les taxons caractéristiques ou définitifs sont: 1. *Siphonodella*. 2. *'Hindeodella' segaformis*. 3. *Pseudopolygnathus*. 4. *Mestognathus*. 5. *'Spathognathodus'*. 6. A. *Cavusgnathus*, B. *Gnathodus bilineatus*. 7. *Declinognathodus - Idiognathoides*. 8. *Neogondolella clarki - Gondolella laevis*. 9. *Gondolella* ex. gr. *magnus*. 10. *Gondolella* ex. gr. *gymna*. 11. *Streptognathodus elongatus*. 12. *Sweetognathus*. 13. *Adetognathus*. 14. *Neostreptognathodus*. 15. *Neogondolella* ex. gr. *idahoensis*. 16. *Neogondolella serrata* complex. 17. *Diplognathodus*.

contacts complexes et pour déterminer les régions d'origine des assemblages de recouvrement et des assemblages successeurs de la Cordillère. Par exemple, des fragments de radiolarite observés dans le Groupe de Bowser Lake (Jurassique moyen à supérieur) proviennent du terrane de Cache Creek situé plus au nord (Currie, 1984). Il en existe aussi dans le Groupe de Minnes (Jurassique supérieur à Crétacé inférieur), dans le Domaine de l'avant-pays, où ils semblent provenir du terrane de Slide Mountain, dans le Domaine intermontagneux oriental et le Domaine d'Omineca (M.E. McMechan, communication personnelle, 1985).

Période/Âge		Terrane		AUTOCHTONE NORD-AMÉRICAIN	CASSIAR	SLIDE MOUNTAIN	QUESNELLIE	CACHE CREEK	STIKINIE	BRIDGE RIVER	CADWALLADER	ALEXANDER	WRANGELLIE	PACIFIC RIM
TRIAS	Tardif	NORIEN	T	●	●		●	?	●		●	●	●	
			M	●	●	●	●		●		●	●	●	
			P	●	●		●	●	●	●	●	●	●	●
		CARNIEN		●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
	Moyen	LADINIEN		●	●	●	●	?	●					
		ANISIEN		●	●		●	●	●					
	Précoce	SPATHIEN		●				●	●					
		SMITHIEN		●				●	●					
		DIENÉRIEN						●						
		GRIESBACHIEN												

CGC

Figure 2-14. Répartition des conodontes du Trias dans l'Ouest du Canada. Le symbole «?» indique les occurrences incertaines (mauvaise préservation).

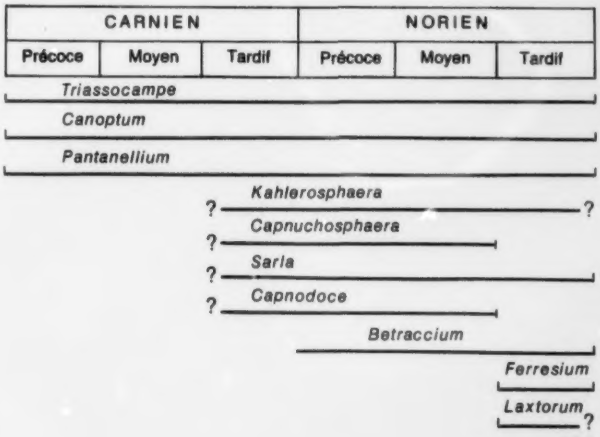


Figure 2-15. Zones d'extension de certains genres de radiolaires du Trias tardif (Blome, 1984). Dans le cas de *Kahlerosphaera*, les données sont de Kozur et Mostler (1979).

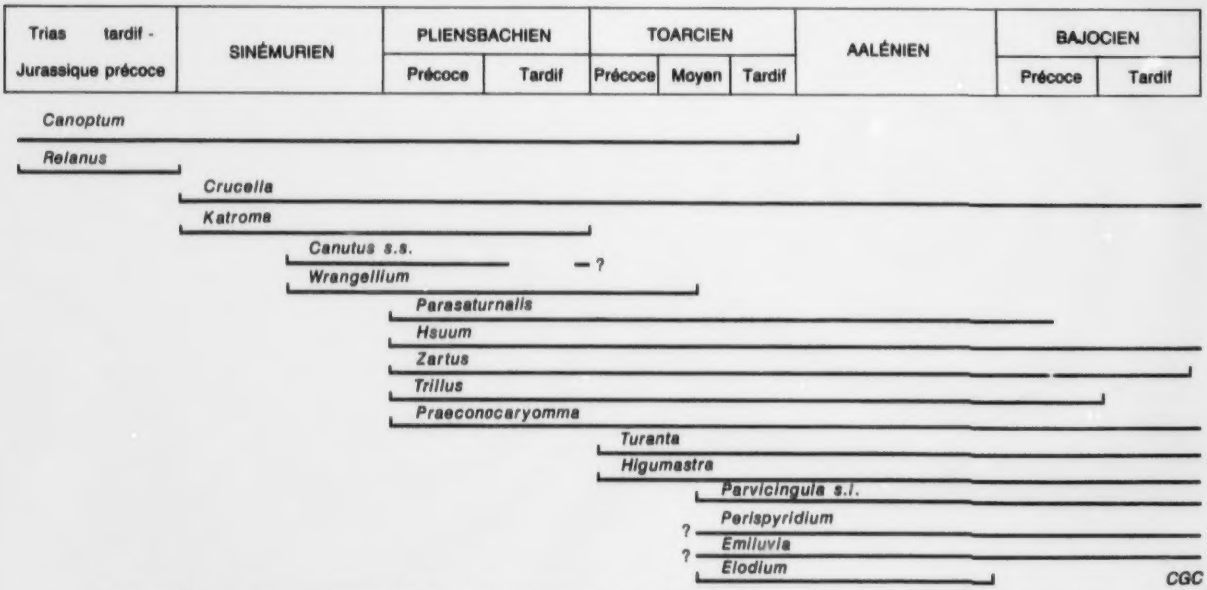


Figure 2-16. Zones d'extension de certains genres de radiolaires du Jurassique précoce et du tout début du Jurassique moyen. Tiré de Pessagno et Blome (1980), Pessagno et Whalen (1982), Pessagno et al. (sous presse) et Carter (1988).

Ammonites

Paul L. Smith et H.W. Tipper

Le craton supporte des roches marines du Trias qui s'étendent actuellement sur 46 degrés de latitude, du Nevada à l'île d'Ellesmere. Sur la foi des faunes de coraux, de céphalopodes et de pélécypodes (en particulier *Monotis*, Silberling et Jones, 1983), Tozer (1982) a reconnu trois associations fauniques cratoniques qui représentent successivement des paléolatitudes basses, moyennes et hautes (fig. 2-18). Des faunes de paléolatitudes basses sont présentes à l'ouest de la marge cratonique; elles s'étendent vers le nord jusque dans le centre de l'Alaska. Un autre cas d'ammonites montrant une très grande variété de conditions en termes de diversité et d'endémisme a été mis en lumière par Nichols et Silberling (1979), dans une étude de l'Étage smithien. Vingt-quatre genres ont été dénombrés dans des roches cratoniques du Smithien, à moins de 20 degrés (nord) du paléoéquateur triasique, et seulement douze dans les strates situées plus au nord. Dans une seule couche calcaire du terrane de Chulitna, dans le centre sud de l'Alaska, on a compté pas moins de treize genres, qui sont tous présents dans des faunes de paléolatitudes basses, mais dont seulement sept se rencontrent dans des faunes de paléolatitudes élevées. À l'échelle de l'espèce, l'affinité avec les faunes de paléolatitudes basses est beaucoup plus marquée: les treize espèces du terrane de Chulitna sont observées à de basses paléolatitudes, et seulement deux à de hautes paléolatitudes.

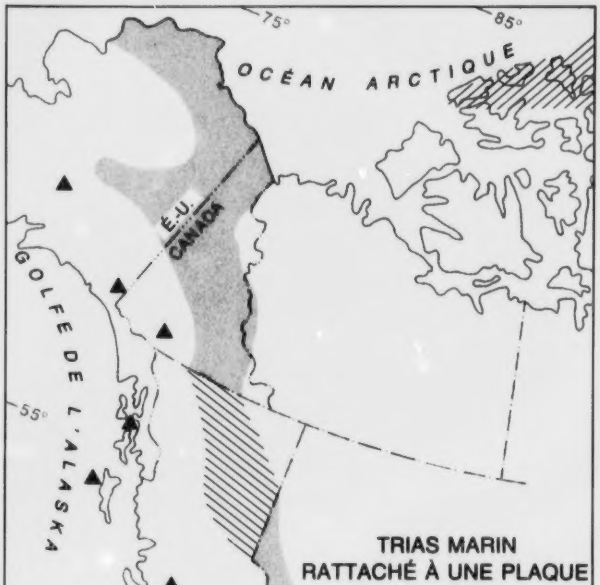
Taylor et al. (1984) ont résumé la biogéographie des ammonoïdés et de certains genres de bivalves du Jurassique. L'endémisme des ammonoïdés en fonction de la latitude est devenue plus marquée durant le Pliensbachien, en Amérique du Nord comme en Europe. Une faune boréale cratonique peu diversifiée s'observe jusque dans le sud de l'Alberta, et une faune téthysienne est présente dans la Sonomie (fig. 2-19A), dont l'accrétion au craton remonte probablement au Trias (Speed, 1979).

Terrane \ Période	CRÉTACÉ	JURASSIQUE	TRIAS	PERMIEN	PENNSYLVANIEN	MISSISSIPPIEN
	TMP	TMP	TMP	TMP	TMP	TMP
Slide Mountain				●●●	●●	●●●
Quesnellie			●			
Cache Creek			●●●	●●●		
Bridge River		●	●●			
Stikinie		●●				
Wrangellie	●●	●●	●			●
Compl. de Pacific Rim	●	● ●	●			

CGC

Figure 2-17. Occurrences de radiolaires dans des terranes de la Cordillère occidentale.

Les terranes de la Cordillère canadienne livrent des faunes téthysiennes d'une très grande diversité au sud, et des faunes boréo-téthysiennes au nord. Après le Pliensbachien, les faunes indiquent que la Wrangellie, la Stikinie et la Quesnellie se seraient déplacées vers le nord d'environ 2 500, 1 800 et 500 km respectivement (fig. 2-19B). Ce sont là des valeurs minimales, à supposer que la Sonomie n'ait pas subi de déplacement significatif vers le nord après le Trias. En outre, ces données aident à lever l'ambiguité concernant l'hémisphère d'origine des terranes, que contiennent les résultats paléomagnétiques; la présence de



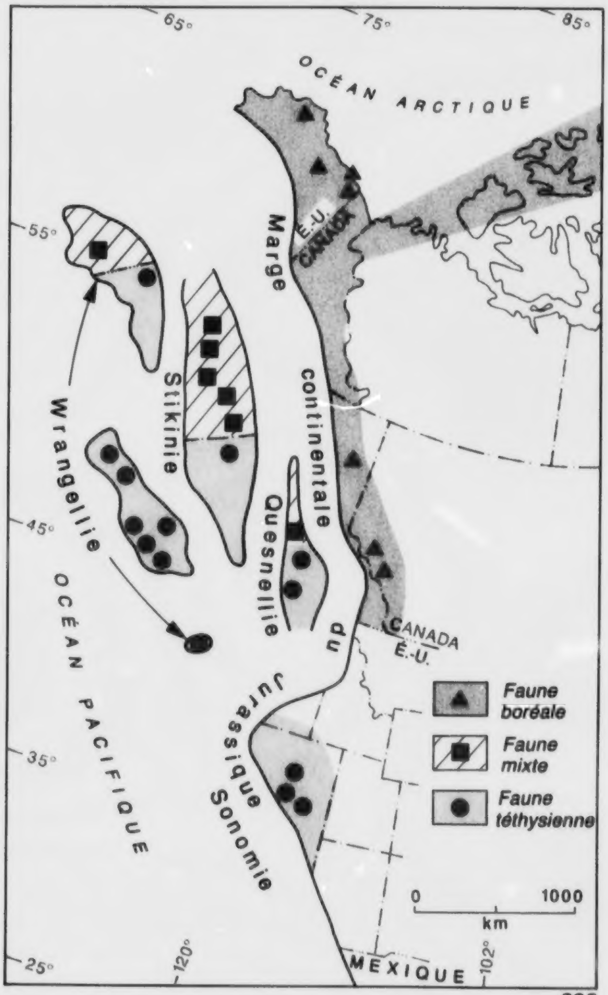
CGC

Figure 2-18. Paléobiogéographie triasique de l'Amérique du Nord occidentale. (Tiré de Tozer, 1982).

composantes boréales dans chacun des terranes indique qu'ils se trouvaient dans l'hémisphère Nord durant le Pliensbachien. Certains organismes, comme l'ammonite *Fanninoceras* et le bivalve *Weyla*, présents dans la Sonomie, sont caractéristiques du Pacifique Est, y compris le craton sud-américain (Hillebrandt, 1981; Damborenea et Mancenido, 1979). Leur présence dans tous les terranes de la Cordillère canadienne indique que ces terranes se trouvaient dans le Pacifique Est dès le Jurassique précoce.

Les données fauniques indiquent qu'au début du Jurassique moyen, les relations entre les terranes étaient essentiellement les mêmes qu'au Jurassique précoce. Au Bajocien, le domaine boréal s'étendait encore jusque dans le sud de l'Alberta sur le craton, et la Stikinie s'était déplacée suffisamment loin vers le nord pour avoir une faune mixte au sud et une faune boréale au nord. Pour le reste du Jurassique, cependant, il n'existe aucune preuve irréfutable d'un déplacement latitudinal significatif (Callomon, 1985).

Deux domaines fauniques à ammonites ont existé au Jurassique et au Crétacé: un domaine du Pacifique Nord dominé par des faunes marines étroitement apparentées à celles des géosynclinaux mexicain, téthysien et andin, et un domaine boréal, caractérisé par des faunes presque identiques à celles de l'Eurasie septentrionale (Jeletzky, 1965, 1970). Le domaine du Pacifique Nord a été limité à la



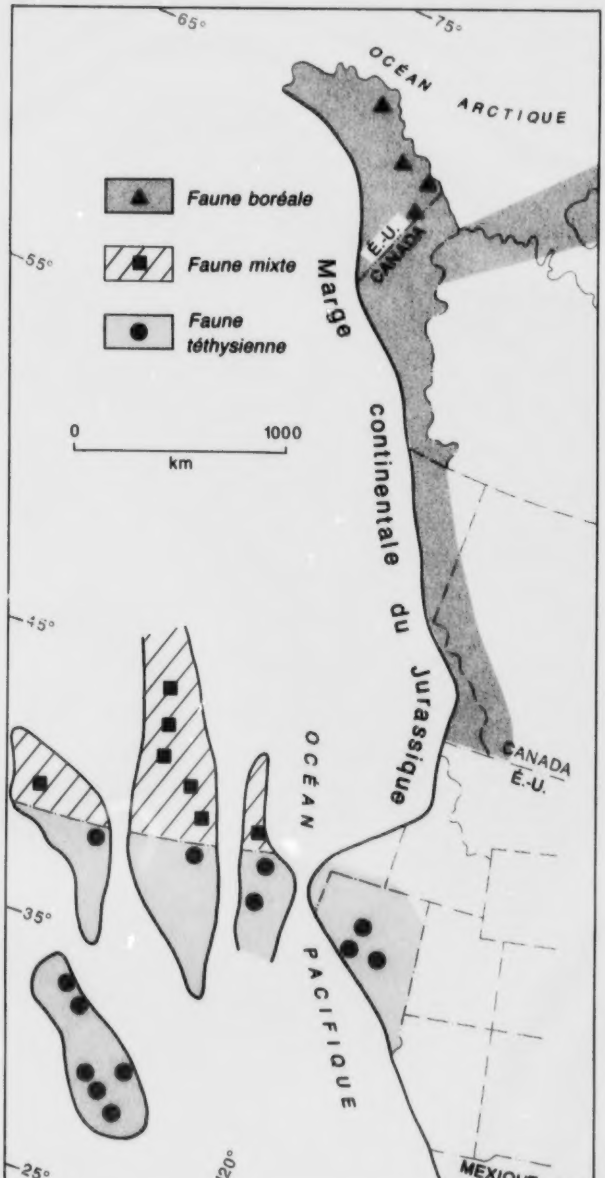


Figure 2-19. Paléobiogéographie jurassique de l'Amérique du Nord occidentale. (A) Faunes d'ammonites des terranes canadiens et de la Sonomie du Pliensbachien tardif. (B) Reconstitution suggérée des déplacements latitudinaux.

Cordillère occidentale durant tout le Crétacé; le domaine boréal a couvert le nord du Yukon au Crétacé précoce, et toute la région du Domaine de l'avant-pays par la suite. La principale différence entre ces deux domaines fauniques réside dans leur diversité. Les faunes boréales du Domaine de l'avant-pays se caractérisent par des spécimens abondants de quelques espèces seulement, alors que les faunes du domaine du Pacifique, dans le Groupe de Nanaimo du Domaine insulaire, sont aussi diversifiées que populeuses (Jeletzky, 1970). Bien que l'endémisme paléolatitudinal ne soit pas aussi marqué dans les faunes du Crétacé que dans les faunes antérieures, les faunes campaniennes du Groupe de Nanaimo présentent des similitudes étroites avec des associations d'ammonites présentes dans certaines parties de la séquence de Great Valley, en Californie (P.D. Ward, communication personnelle, 1986). Après l'Aptien, à tout le moins, une barrière physique (la cordillère primitive) a existé entre le Domaine de l'avant-pays et le Domaine insulaire. Cette barrière a eu une profonde influence sur l'endémisme et la diversité des faunes, d'abord par ses effets sur le milieu physique (climat, ruissellement, etc.), puis sur l'évolution différente des populations ainsi isolées.

PARTIE C. GÉOPHYSIQUE DE LA CROÛTE TERRESTRE

J.F. Sweeney, R.A. Stephenson, R.G. Currie et J.M. DeLaurier

Grâce à des instruments dont la sensibilité et le pouvoir de résolution ne cessent d'augmenter, les levés géophysiques révèlent à notre connaissance la structure de subsurface de la Cordillère canadienne. Les données les plus récentes (p. ex. Clowes et al., 1987a) nous permettent, par extrapolation, de prolonger dans la croûte et le manteau supérieur des entités qui affleurent à la surface du Globe, et aussi de détecter à grande profondeur des structures qui n'ont apparemment aucun lien de parenté avec les structures superficielles. Les concepts actuels par lesquels on tente d'expliquer l'interaction des plaques et l'orogenèse dans l'Ouest du Canada ne sauraient être discutés autrement que dans une perspective tridimensionnelle. Dans la présente section du chapitre, les auteurs se proposent de passer en revue les études exécutées dans la Cordillère canadienne en matière de géophysique régionale et de présenter les limites de nature géophysique qu'imposent ces études quant à l'architecture de la croûte et du manteau supérieur de cette région.

S'il est vrai que la sismicité est observée depuis le début du siècle et que des mesures gravimétriques ont été faites à une grande échelle entre 1915 et 1926, l'étude géophysique systématique de la Cordillère canadienne n'a vraiment débuté que dans les années 50 (Garland et Tanner, 1957; Berry et al., 1971). Les efforts ont été déployés surtout dans la Cordillère méridionale (49°N à 60°N), sur la marge continentale et sur les plaques océaniques adjacentes (Keen et Hyndman, 1979; Gough, 1986). En comparaison, la Cordillère septentrionale (au nord de 60°N) a produit moins de données géophysiques, mais elle fait actuellement l'objet d'un programme géophysique qui comporte notamment des travaux de gravimétrie régionale, des levés aéromagnétiques, ainsi que des levés de sismique-réflexion et de sismique-réfraction.

Sweeney, J.F., Stephenson, R.A., Currie, R.G., et DeLaurier, J.M.
1991: Cadre tectonique — Géophysique de la croûte terrestre; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 2, partie C, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

Études géophysiques

Sismique-réfraction et sismique-réflexion profondes

Des travaux de sismique-réfraction sont exécutés sur la croûte de la Cordillère canadienne depuis 1951 (tableau 2-2), en particulier dans le sud de la Colombie-Britannique et au large de cette région (fig. 2-20). Ces travaux comportent notamment (1) des profils de réfraction de tirs inverses et directs à grand décalage et des profils de réflexion grand angle, interprétés au moyen des premières arrivées d'ondes seulement ou, comme c'est le cas des levés les plus récents, au moyen des arrivées et des amplitudes des phases secondaires et autres, et aussi avec l'aide de techniques de modèle de lancer de rayons; (2) des réfractions obtenues le long de profils, ou de réseaux bidimensionnels, et interprétées au moyen de méthodes fondées sur le temps de parcours, qui consistent fondamentalement à réduire à un modèle de la croûte, par les moindres carrés, des courbes résiduelles temps-distance des premières arrivées, aux stations d'enregistrement et aux points de tir; (3) des modèles de la croûte et du manteau supérieur, basés sur les caractéristiques d'atténuation des spectres d'ondes superficielles générées par des tremblements de terre entre des stations sismographiques standard; et (4) des levés de réflexions profondes proches de la verticale, calibrées en fonction des vitesses crustales déduites des analyses des profils de réfraction. Cette dernière classe de travaux comprend aussi des études de sismique-réflexion profonde multicanal exécutées dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, île de Vancouver comprise, de même que sur la plate-forme et le talus continentaux adjacents, dans le cadre du programme LITHOPROBE et du Programme géoscientifique dans les régions pionnières. Les implications géologiques de ces données sont expliquées dans les chapitres 13 et 17. Elles nous renseignent de façon remarquable sur la géométrie d'une zone de subduction actuelle. Dans la figure 2-20, les profils de sismique-réflexion marine monocanal ne sont pas nombreux; la plupart ont été exécutés autour de l'île de Vancouver et des îles de la Reine-Charlotte.

Tableau 2-2. Études par sismique profonde dans la Cordillère canadienne

Endroit (voir fig. 2-20)	Date	Références
C 1	1951	Tatel et Tuve (1955)
C 2	1955	Tatel et Tuve (1955)
C 3	1956-57	Shor (1962)
C 4	1957-63	Milne et White (1960) White et Savage (1965)
C 5	1958	Milne et White (1960) Cumming et al. (1962) White et Savage (1965)
C 6	1962-65 1969	Cumming et Kanasewich (I966) Chandra et G. Cumming (1972)
C 7	1964-65	White et al. (1968)
C 8	1966-67	White et al. (1968)
	1969	Jacoby (1970) Berry et Forsyth (1975)
C 9	1967	Berry et Forsyth (1975)
C10	1969	Forsyth et al. (1974)
C11	1969	Mereu et al. (1977)
C12	1969	Hales et Nation (1973)
C13	1969	Hill (1972)
C14	1969	Johnson et Couch (1970)
C15	1969-70	Forsyth et al. (1974)
C16	1969-70	Berry et Forsyth (1975)
C17	1970	Johnson et al. (1972)
C18	1972	Mair et Lyons (1976)
C19	1972-73	Bennett et al. (1975)
C20	1972-74	Wickens (1977)
C21	1973-75	Cumming et al. (1979)
C22	1979	Horn et al. (1984)
C23	1980	Ellis et al. (1983) McMechan et Spence(1983) Spence et al. (1985) Clowes et al. (1986)
C24	1980	Clowes et al. (1983) Ellis et al. (1983)
C25	1983	Ellis et Clowes (1984) Mackie et al. (1985)
C26	1984	Clowes et al. (1984, 1986, 1987a) Yorath et al. (1985a,b) Green et al. (1986a,b; 1987)
C27	1984	Cook (1985)
C28	1985	Zelt et al. (1987) Brown et al. (1987)
C29	1985	Clowes et al. (1987b)
C30	1985	Cook et al. (1987)
C31	1987	Stephenson et al. (comm. pers., 1987)

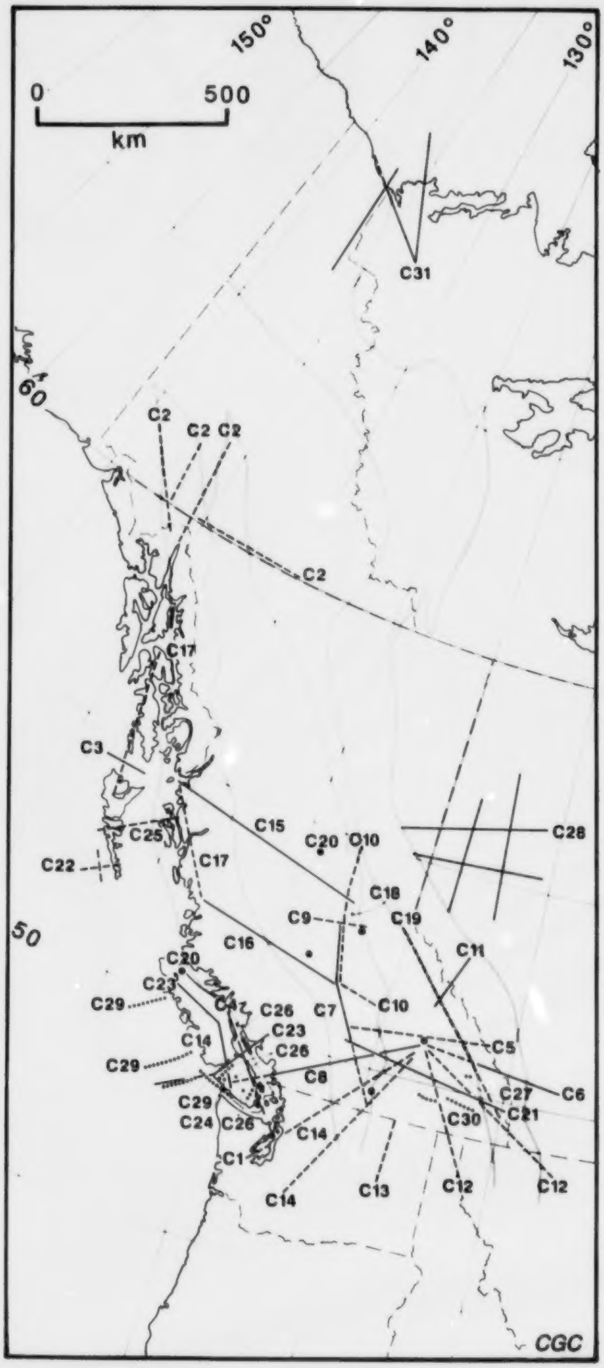


Figure 2-20. Études de sismique profonde dans la Cordillère canadienne: les lignes continues et interrompues représentent respectivement des profils de réfraction de tirs inverses et de tirs directs; les petits points et les pointillés figurent des levés de sismique-réflexion profonde. Les points plus gros indiquent la position des sites d'étude de l'atténuation des ondes superficielles générées par des tremblements de terre. Le tableau 2-2 donne les références. Les limites des domaines géomorphologiques sont figurées par des lignes tramées.

Les profondeurs de la discontinuité de Mohorovicic (le Moho) déduites des profils de réfraction réalisés à partir de tirs inverses dans le sud de la Colombie-Britannique (fig. 2-21) sont probablement exactes à quelques kilomètres près. Celles qui proviennent des données de tirs directs peuvent être considérées comme des moyennes le long des profils étudiés. Pour considérables qu'elles soient à l'intérieur de chaque domaine géomorphologique, en particulier dans le Domaine côtier (fig. 2-21), les variations de l'épaisseur de la croûte se révèlent systématiques à l'échelle de la Cordillère méridionale (p. ex. Berry et Forsyth, 1975). Dans le Domaine de l'avant-pays, la profondeur moyenne du Moho est d'environ 45 km, ce qui révèle une croûte continentale dont l'épaisseur est quelque peu supérieure à la moyenne (33 km). Dans le Domaine d'Omineca et le Domaine intermontagneux, la profondeur du Moho est plus proche de la valeur moyenne (33 à 34 km). La transition se situe au-dessous ou un peu à l'ouest du sillon des Rocheuses du Sud (fig. 2-21; Berry et al., 1971).

Dans la partie nord du Domaine côtier, la profondeur du Moho varie entre 30 et 35 km, les plus faibles épaisseurs crustales ayant été mesurées à l'ouest. À l'est de l'île de Vancouver, l'épaisseur de la croûte sous le Domaine côtier semble supérieure à 40 km, malgré que les données disponibles soient très pauvres. Juste au sud, cependant, la croûte s'amincit considérablement, atteignant de 20 à 25 km d'épaisseur sous le delta du Fraser. Dans le Domaine insulaire, la croûte s'amincit dans le sud de l'île de Vancouver, passant d'environ 40 km à l'est à près de 26 km à l'ouest. Sous la marge continentale, la croûte continue de s'amincir jusqu'à la base du talus, où l'épaisseur des sédiments accrétés qui reposent sur la croûte océanique en subduction est d'environ 3 km (fig. 17-1, profil N, en pochette). Dans le Domaine insulaire, à proximité des îles de la Reine-Charlotte et dans les parties adjacentes du sud-est de l'Alaska, la profondeur du Moho est beaucoup plus uniforme, gravitant autour de 26 km.

Du Domaine de l'avant-pays à la partie est du Domaine côtier, il existe à l'intérieur de la croûte une discontinuité régionale de la vitesse des ondes P qui est localement bien marquée (Monger et al., 1985). Elle a environ 35 km de profondeur à l'est du sillon des Rocheuses du Sud, et se situe entre 20 et 25 km à l'ouest. Au-dessus de cette discontinuité, les vitesses s'échelonnent de 6,0 à 6,8 km/s, les plus faibles ayant été mesurées dans des sédiments sus-jacents à la zone de décollement basale à l'est de la chaîne Purcell. Sous la discontinuité, les vitesses dans la croûte varient entre 6,8 et 7,4 km/s.

La vitesse moyenne dans la croûte augmente apparemment de 6,2-6,3 km/s sous l'île de Vancouver à 6,5 km/s à l'ouest des Rocheuses (Berry et Forsyth, 1975). Les vitesses mesurées au sommet du manteau sont généralement de l'ordre de 8,0-8,1 km/s dans tout le sud de la Cordillère, sauf dans le sud-ouest, où, à l'intérieur d'une région anomale, les vitesses peuvent être aussi faibles que 7,8 km/s.

Flux thermique

Dans la Cordillère canadienne, la plupart des mesures du flux thermique ont été faites dans le sud de la Colombie-Britannique et dans les zones marines adjacentes (fig. 2-22). Pour ce qui est du Domaine de l'avant-pays, les valeurs publiées ont été obtenues dans la partie orientale des contreforts des Rocheuses, où le flux thermique, faible, semble associé à un écoulement de fluides qui s'opère à l'intérieur des roches sédimentaires de la plate-forme de l'Intérieur adjacente et dont les mécanismes sont connus (Majorowicz et Jessop, 1981; Majorowicz et al., 1984). Dans cette région, la production de chaleur dans le socle précambrien se chiffre en moyenne à 2,5 $\mu W \cdot m^{-3}$, ce qui est dans la plage des valeurs normales pour les roches du bouclier/socle ailleurs sur le continent. Cette valeur vaut probablement pour tout le Domaine de l'avant-pays, étant donné que son socle fait partie du craton nord-américain (Monger et al., 1985). Ailleurs dans le Domaine de l'avant-pays, à des hauts reliefs correspond généralement une croûte épaisse (fig. 2-21); les indices d'une expansion thermique sont minces. Dans le nord du Montana (toujours dans le Domaine de l'avant-pays), les valeurs du flux thermique sont modérées; leur moyenne, non corrigée du facteur glaciaire, est de 39 ± 4 $mW \cdot m^{-2}$ (Roy et al., 1968; Blackwell, 1969).

À l'ouest, le flux thermique corrigé dans le Domaine intermontagneux et le Domaine d'Omineca est environ deux fois plus élevé que celui mesuré dans le Domaine de l'avant-pays, atteignant une moyenne de 82 ± 7 $mW \cdot m^{-2}$ à proximité de 50°N (Davis et Lewis, 1984; Jessop et Judge, 1971) (fig. 2-22). Des valeurs comparables ont été obtenues à l'intérieur du Domaine intermontagneux, dans le nord des États-Unis (Blackwell, 1974) et au Canada, entre 56°N et 61°N, où la moyenne du flux thermique se chiffre à 79 ± 14 $mW \cdot m^{-2}$ (Jessop et al., 1984).

Dans la Cordillère méridionale, le Domaine intermontagneux et le Domaine d'Omineca appartiennent à la même «province thermique», comme l'indique le rapport linéaire entre le flux de chaleur et la production de chaleur dans la croûte (fig. 2-23). Cette région se caractérise en effet par un flux thermique réduit (flux mantellique) relativement élevé (63 $mW \cdot m^{-2}$; Lewis et al., 1985) et pourrait faire partie de la «Zone d'anomalie thermique de la Cordillère» que Blackwell (1969) a reconnue dans le nord-ouest des États-Unis. Les données obtenues dans le Domaine intermontagneux au nord indiquent que la proportion du flux thermique provenant du manteau est beaucoup moins forte que dans le cas précécent (fig. 2-23).

Dans la partie est du Domaine côtier, le flux thermique est élevé mais présente localement des variations considérables (Lewis et al., 1985). Le flux moyen est de 84 $mW \cdot m^{-2}$ dans le sud de la Colombie-Britannique (Hyndman, 1976), contre 100 ± 5 $mW \cdot m^{-2}$ dans le nord de l'Oregon (Blackwell et al., 1982). Dans les deux régions, les valeurs chutent brusquement jusqu'à 30-40 $mW \cdot m^{-2}$ à la bordure occidentale de la jeune ceinture volcanique de Garibaldi (des Cascades), dans la chaîne Côtière, dans le sud de la Colombie-Britannique méridionale, et dans la chaîne des Cascades, dans l'Oregon (Lewis et al., 1985). Dans chaque région, la transition s'effectue sur plus de 20 km et, dans le sud de l'île de Vancouver, le flux thermique augmente graduellement vers l'ouest, d'un bout à l'autre du Domaine insulaire, pour atteindre environ 50$mW \cdot m^{-2}$ en bordure de la plate-forme continentale (T.J. Lewis, communication personnelle, 1986).

Dans la région intermédiaire, correspondant à l'État de Washington et à l'extrême sud-ouest de la Colombie-Britannique, le flux thermique est également faible (30 à 50 $mW \cdot m^{-2}$), mais vers l'est, l'augmentation des valeurs

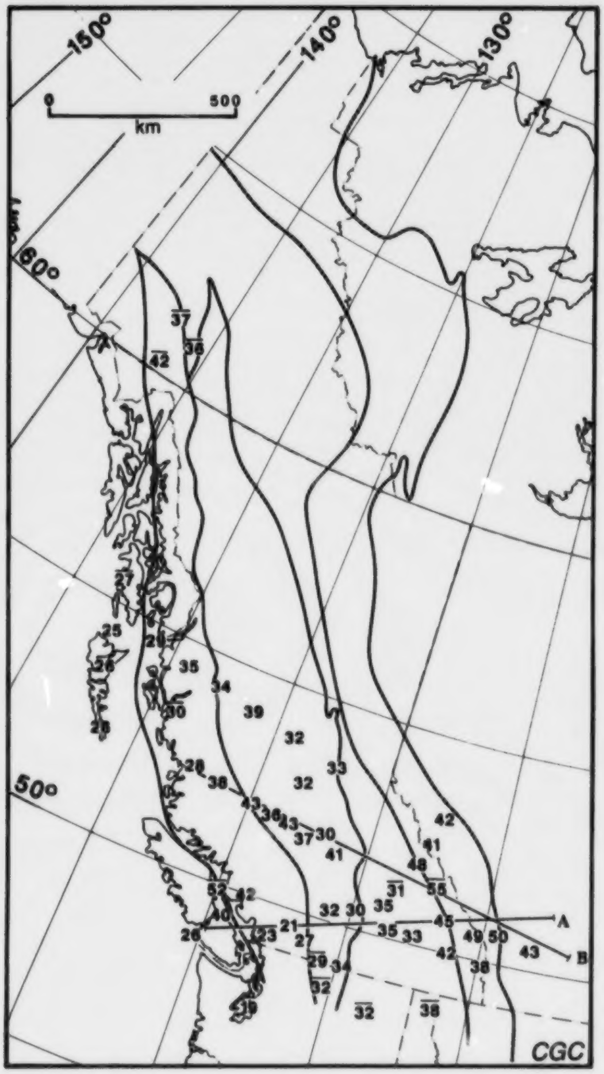


Figure 2-21. Profondeurs du Moho, en kilomètres, déduites de données de levés de sismique profonde représentés à la figure 2-20. Les valeurs déduites de profils de réfraction de tirs directs sont indiquées avec un trait au-dessus. Les coupes exécutées à partir des profils A et B sont représentées aux figures 2-28 et 2-29. Les limites des domaines géomorphologiques sont indiquées.

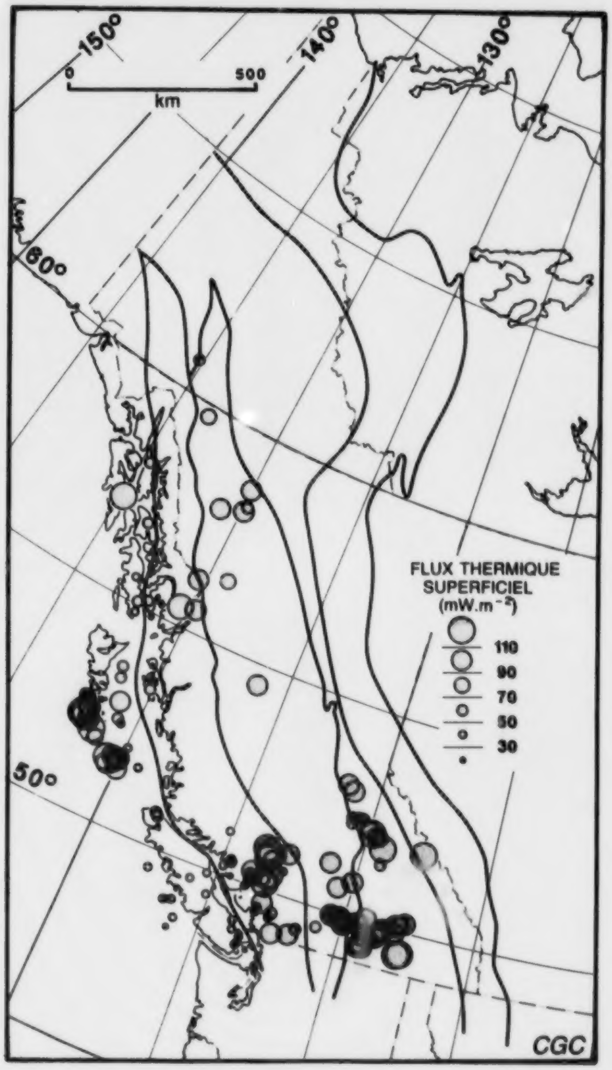


Figure 2-22. Distribution des observations du flux thermique dans la Cordillère canadienne.

dans le Domaine côtier est plus progressive. Plus au nord, dans le Domaine insulaire, les valeurs du flux thermique sont généralement bien plus élevées, donnant une moyenne de 66 mW·m^{-2} dans le nord de l'île de Vancouver et de 86mW·m^{-2} à l'entrée du bassin Queen Charlotte (Queen Charlotte Sound) (Hyndman et al., 1982). Dans le détroit d'Hecate, il diminue vers le sud, passant de 60-78 mW·m^{-2} près de l'île Graham à 45-50 mW·m^{-2} dans le bassin Queen Charlotte (Yorath et Hyndman, 1983); en revanche, il bondit de 47 mW·m^{-2} sur la côte ouest des îles de la Reine-Charlotte à plus de 250 mW·m^{-2} sur la jeune plaque pacifique. Le gradient est maximal au large de la faille de Reine-Charlotte (Hyndman et al., 1982).

Dans le sud du Domaine côtier, malgré de fortes valeurs du flux thermique, les productions moyennes de chaleur dans la croûte sont inférieures (0,8 µW·m^{-3}) à celles observées dans le Domaine intermontagneux et le Domaine d'Omineca (Lewis et al., 1985). Le flux thermique élevé est attribué à un refroidissement advectif d'intrusions magmatiques qui ont été mises en place entre le Crétacé tardif et l'Holocène (T.J. Lewis, communication personnelle, 1986). Dans le Domaine insulaire, la production de chaleur dans la croûte est également faible (1,1 µW·m^{-3}); les faibles

flux thermiques associés résultent probablement de l'absorption de chaleur par la plaque Juan de Fuca en subduction (Lewis et al., 1985). Pour que cette nette différence de flux thermique entre le Domaine insulaire et le Domaine côtier puisse s'expliquer, il faut qu'il y ait une source de chaleur à moins de 10 km de la surface; on présume qu'il se produit un transfert de chaleur par convection vers le haut, sous la ceinture volcanique de Garibaldi, occasionné par l'ascension de magmas générés par la fusion partielle de la croûte océanique subduite à une centaine de kilomètres de profondeur (Blackwell et al., 1982).

À l'intérieur du Domaine insulaire, au nord du système de la plaque Juan de Fuca, les flux thermiques sont généralement plus élevés, vu l'absence de croûte en subduction susceptible d'absorber de la chaleur (T.J. Lewis, communication personnelle, 1986). Une croûte océanique chaude, très jeune, située au voisinage du continent dans cette région pourrait être responsable des fortes valeurs du flux thermique mesurées à proximité de l'accore dans le bassin Queen Charlotte et au large de la côte ouest des îles de la Reine-Charlotte (Hyndman et al., 1982). Pour ce qui est de cette dernière région, Hyndman et al. (1982) et Yorath et Hyndman (1983) suggèrent qu'une subduction oblique de la plaque pacifique, qui aurait débuté autour de 6 Ma, a formé un puits de chaleur (succion) qui pourrait expliquer le passage brusque des valeurs élevées à des valeurs faibles dans la terrasse de Reine-Charlotte. De même, les faibles valeurs du flux thermique dans le sud du bassin de Reine-Charlotte (Queen Charlotte Basin) sont peut-être causées par l'effet d'absorption de chaleur qui accompagne la subduction de la plaque océanique (Yorath et Hyndman, 1983).

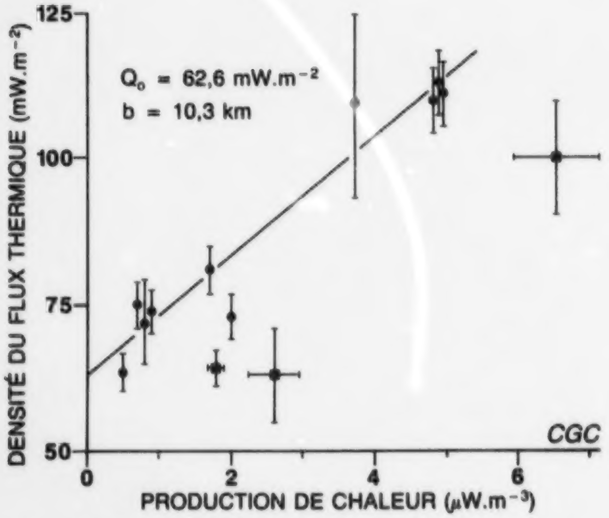


Figure 2-23. Flux thermique, non corrigé de l'effet glaciaire, et production de chaleur dans la croûte à des sites choisis, dans le Domaine d'Omineca et le Domaine intermontagneux à environ 50°N (cercles; Lewis et al., 1985) et dans le Domaine intermontagneux entre 56°N et 61°N (carrés; Jessop et al., 1984). La courbe d'ajustement pour les données à 50°N est représentée. Modifié de Lewis et al. (1985).

Sismicité

Une bonne partie de la Cordillère canadienne est soumise à une activité sismique, les plus fortes concentrations de séismes étant observées dans le sud de la Colombie-Britannique et de l'Alberta (Milne et al., 1978), au Yukon et dans la région du district de Mackenzie (Basham et al., 1977) (fig. 2-24). Dans le nord, des séismes se produisent au nord-est de la faille de Tintina, en particulier dans les monts Richardson, et le long de la faille de Denali. La fréquence et l'intensité des séismes sont de loin les plus importantes en bordure des plaques, au large de la côte Ouest, surtout le long de la faille transformante de Reine-Charlotte-Fairweather (Milne et al., 1978). Dans ces conditions, on conçoit que les études sismologiques de la Cordillère aient été concentrées dans cette région tectoniquement active et, en particulier, dans les zones habitées du sud-ouest de la Colombie-Britannique (Rogers, 1983).

À la fin du XIXᵉ siècle, on ne pouvait guère détecter que les séismes de magnitude 7 et plus. Toutefois, grâce à la multiplication des stations sismographiques dans la Cordillère depuis 1898, année de l'installation du sismographe de Victoria, le seuil de détection complète est passé à la magnitude 4 (à terre comme en mer) au début des années 70 et, dans la région côtière du sud-ouest de la Colombie-Britannique, à la magnitude 2 au début des années 80 (Basham et al., 1977; Milne et al., 1978; Horner, 1983; Rogers, 1983) (fig. 2-25). Parallèlement, la précision de la détermination des épicentres n'a cessé d'augmenter dans la Cordillère méridionale, passant de la centaine de kilomètres avant le début des années 50 à environ 20 km depuis; dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, on était même en mesure, à la fin des années 70, de localiser les épicentres à environ 5 km près (Milne et al., 1978; Rogers, 1983). En mer, comme dans la Cordillère septentrionale, des précisions supérieures à 50 ou 100 km ne sont possibles que depuis 1962 (Milne et al., 1978; Basham, 1977).

Le long de la faille de Reine-Charlotte-Fairweather, la résolution des mécanismes au foyer, dans des limites étroites, indique un mouvement coulissant dextre, essentiellement horizontal, le long d'une faille verticale (Milne et al., 1978; Rogers, 1983). Un chevauchement est observé à l'ouest de la jonction entre la faille et la fosse des Aléoutiennes, au large de la côte sud-est de l'Alaska (Milne et al., 1978). Juste au sud, une composante mineure de convergence existe le long de la faille transformante qui sépare le bloc de Yakutat et la plaque nord-américaine (Perez et Jacob, 1980; Horner, 1983). Dans le sud de la région des îles de la Reine-Charlotte, où les profondeurs des hypocentres, sans être connues avec exactitude, sont présumées généralement inférieures à 30 km, Rogers (1983) a déterminé pour certains tremblements de terre des composantes de chevauchement qui indiquent que la plaque pacifique se déplace peut-être obliquement vers le nord-est sous la plaque nord-américaine, comme l'ont suggéré Yorath et Hyndman (1983). En se fondant sur la configuration actuelle du soulèvement près de la limite des plaques et sur celle de la subsidence plus près du continent, Riddihough (1982) a inféré l'existence d'une convergence oblique tout le long du système de la faille transformante Reine-Charlotte-Fairweather.

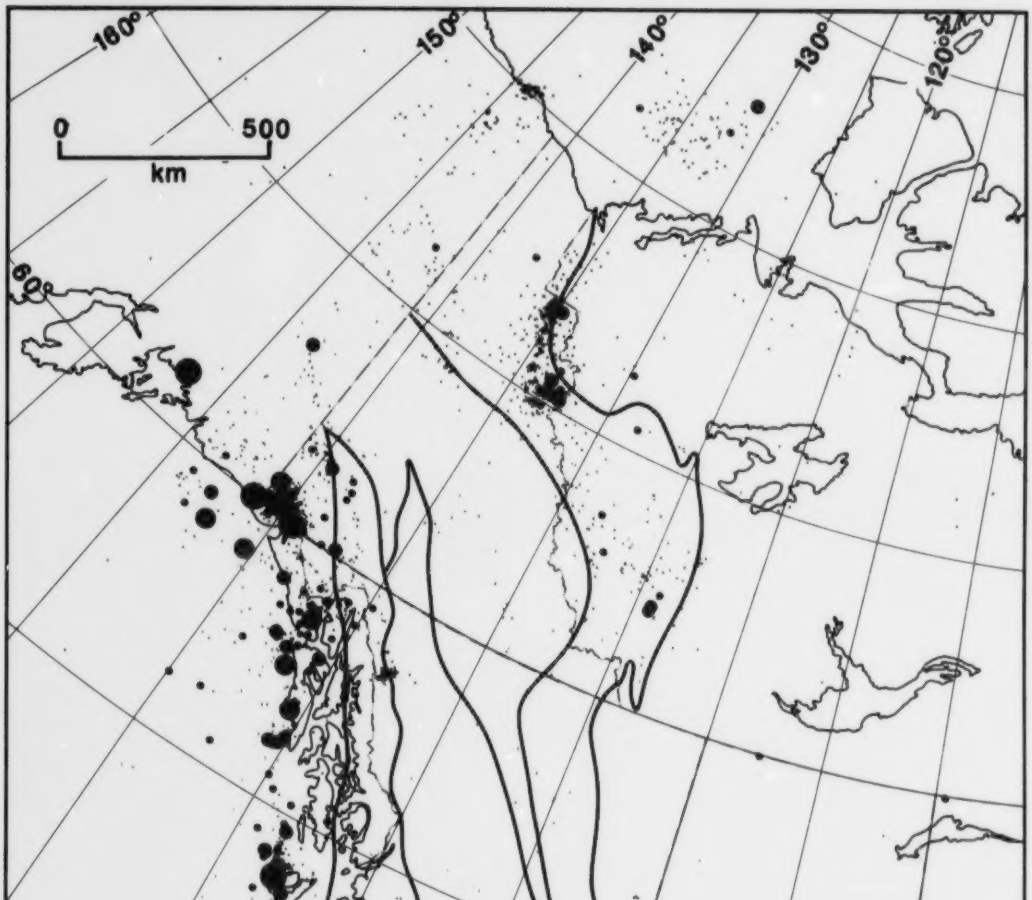


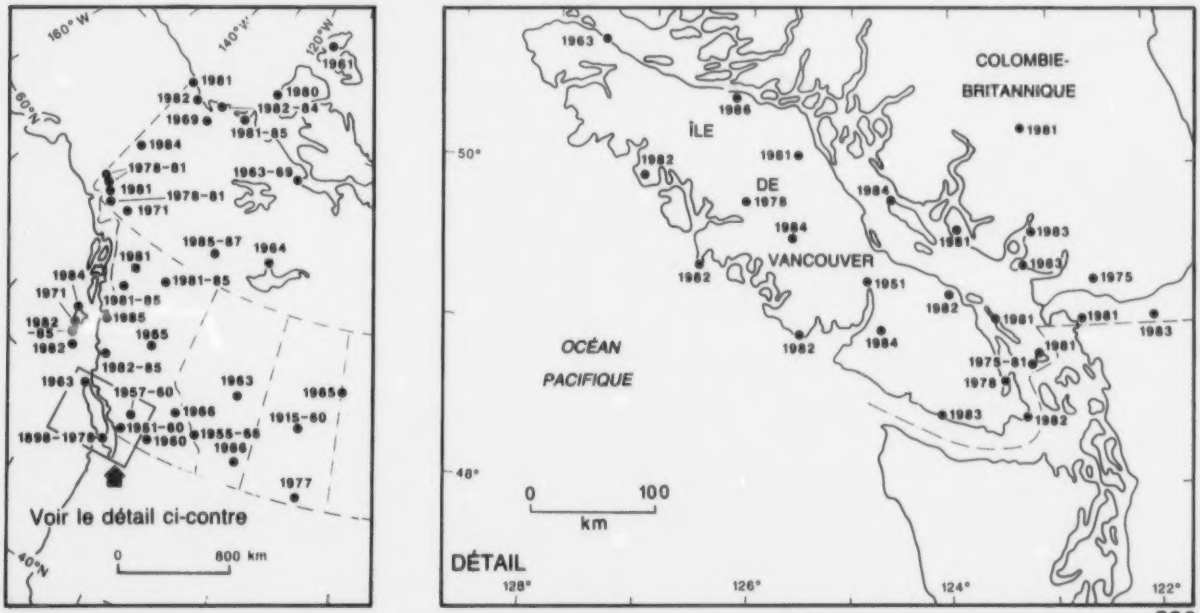
Figure 2-24. La sismicité dans l'Ouest du Canada jusqu'en 1986 inclusivement. Les limites des domaines géomorphologiques sont indiquées.

En haute mer, plus au sud, la résolution des mécanismes au foyer des tremblements de terre met en évidence principalement un mouvement coulissant vers le nord-ouest, résultant présumément du décalage de la dorsale Juan de Fuca par des failles transformantes, au large de l'île de Vancouver; les épicentres n'étant pas connus avec certitude dans la plupart des cas, il n'est pas possible de rapporter un séisme à tel ou tel segment des failles transformantes (Milne et al., 1978). À l'est de la marge en accrétion, la sismicité est faible en mer, sauf le long de la zone de failles de Nootka (fig. 2-24). À terre, la profondeur maximale des tremblements de terre passe d'environ 30 km sous la côte ouest de l'île de Vancouver et l'État de Washington, à environ 90 km juste à l'est du détroit de Georgia et du Puget Sound (Rogers, 1983; Taber et Smith, 1985). Les séismes peu profonds ($\leq$ 30 km) produisent surtout un mouvement coulissant résultant d'une compression généralement nord-sud, qui s'exprime communément par un déplacement dextre le long de failles de direction nord-ouest (Rogers, 1983). À de plus grandes profondeurs, les séismes indiquent des axes d'extension plongeant vers l'est. En se déplaçant de 200 km vers l'intérieur des terres, on observe une brusque réduction de la sismicité de faible intensité, qui ne saurait s'expliquer uniquement par l'insuffisance des moyens de détection (Milne et al., 1978). Cette diminution d'activité n'est peut-être pas sans rapport avec le gradient thermique abrupt qui existe le long des ceintures volcaniques des Cascades et de Garibaldi (Lewis et al., 1985; Blackwell et al., 1982).

Les ceintures volcaniques d'Anahim et de Stikine, qui datent toutes deux du Quaternaire, sont presque asismiques (fig. 2-24). La première pourrait être la trace d'un point chaud qui se propage vers l'est (Bevier et al., 1979). La sismicité dans le prolongement de la ceinture d'Anahim, à une centaine de kilomètres plus à l'est, se compare à l'activité observée ailleurs à des points chauds intraplaques. Elle est apparemment sans rapport avec un jeune volcan voisin; on songe plutôt à un rejeu de failles locales à faible pendage (Rogers, 1983). Quant à la ceinture de Stikine, il s'agit d'un important rift continental qui serait un vestige du cisaillement s'étant opéré entre les plaques pacifique et nord-américaine (Rogers, 1983). L'activité sismique est actuellement concentrée au nord-ouest, le long du système de failles de Denali. Ces événements indiquent un mouvement coulissant à des profondeurs focales inférieures à 15 km, dans une direction est-ouest ou nord-sud, oblique par rapport à la direction du système de Denali (Horner, 1983).

Dans le nord du Yukon, l'activité sismique est concentrée dans des régions intensément faillées (Basham et al., 1977). Elle est maximale dans la moitié orientale des monts Richardson (fig. 2-24), où Leblanc et Wetmiller (1974) ont cru reconnaître un mouvement dextre sur un plan presque vertical subparallèle à la direction nord-ouest des failles superficielles. Ces auteurs ont reconnu un autre événement dans les monts Richardson, dont ils ont situé la profondeur de l'hypocentre entre 20 et 30 km.

Le relâchement des contraintes dans l'Ouest du Canada est fonction de la distribution des tremblements de terre majeurs; c'est pourquoi il est maximal le long du système de failles de Reine-Charlotte-Fairweather (Milne, 1967; Milne et al., 1978). Cette zone de relâchement des contraintes s'étend vers le sud le long de la frontière entre les plaques pacifique et Juan de Fuca, jusqu'à environ 47°N, où elle bifurque vers le nord-est jusqu'au continent pour



CGC

Figure 2-25. Répartition des stations sismographiques dans l'Ouest du Canada, avec les dates de mise en service (-de fermeture).

ensuite longer le détroit de Georgia et le Puget Sound (Milne et al., 1978). Ailleurs dans la Cordillère méridionale, le relâchement des contraintes est mineur. Pour la Cordillère septentrionale, il n'existe pas de mesures quantitatives du relâchement des contraintes, mais les taux sont probablement élevés dans les zones d'activité sismique modérée, comme les monts Richardson et, dans une moindre mesure, la région des monts Mackenzie. Les données relatives aux séismes de Nahanni survenus dans la partie sud des monts Mackenzie les 5 octobre et 23 décembre 1985 avec des magnitudes, estimées d'après l'amplitude des ondes de surface, de 6,6 et 6,9 respectivement, indiquent un axe de compression orienté perpendiculairement au grain structural (R.B. Horner, communication personnelle, 1986) et probablement presque parallèle à la direction des contraintes principales du Crétacé tardif-Tertiaire précoce. On n'a pas réussi à rapporter l'épicentre à aucune des failles cartographiées de la région, ni à découvrir une rupture superficielle qui aurait été causée par le séisme.

Il ressort des études sur la distribution temporelle du relâchement des contraintes aux limites des plaques, que les taux ont relativement peu varié depuis 80 ans au voisinage des axes d'expansion (Milne et al., 1978). En revanche, des taux beaucoup plus élevés et variables se mesurent le long de la faille de Reine-Charlotte et de la zone de convergence dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, à l'est de la plaque Juan de Fuca, et dans le nord-ouest de l'État de Washington; l'accumulation des contraintes est donc plus forte dans ces zones et le relâchement s'accomplit par séismes périodiques et de forte intensité (Rogers, 1983). Milne et al. (1978) ont estimé la période de retour d'un séisme potentiellement destructeur (≥ 6) à environ 10 ans le long de la zone de convergence, et à 5-10 ans le long de la faille de Reine-Charlotte.

Pesanteur et isostasie

Le champ de la pesanteur a été mesuré à plus de 20 000 localités dans la Cordillère canadienne, et en plus de 47 000 points (environ 91 000 km linéaires) au large de la côte ouest de la Colombie-Britannique (fig. 2-26; Garland et Tanner, 1957; Buck, 1967; Walcott, 1967; Stacey et Stephens, 1969; Stacey et Steele, 1970; Stacey et al., 1973; MacLeod et al., 1977; Tiffin et Riddihough, 1977; Currie et al., 1983). Le champ des anomalies régionales est le mieux connu au sud de 54°N (fig. 2-27). En général, les valeurs de l'anomalie de Bouguer à l'intérieur de la Cordillère méridionale sont inversement proportionnelles à l'altitude, les plus négatives (inférieures à -200 mGal) étant observées dans le Domaine de l'avant-pays. Aux plus faibles altitudes des domaines d'Omineca et intermontagneux, correspondent les anomalies de Bouguer les moins négatives (généralement comprise entre -100 et -150 mGal). Le Domaine de l'avant-pays et le Domaine d'Omineca sont séparés par un gradient gravimétrique régional relativement abrupt (Stacey, 1973; Cady, 1980).

Les valeurs de l'anomalie de Bouguer diminuent vers l'ouest à mesure que l'altitude augmente dans le Domaine côtier, puis augmentent brusquement (à raison de plus de 2 mGal/km) au point de devenir positives à l'ouest de l'arc volcanique de Garibaldi (des Cascades) (fig. 2-27). Cette zone d'anomalie positive (allant jusqu'à 50 mGal) s'étend sur le Domaine insulaire parallèlement à une anomalie à l'air libre négative et linéaire (dépassant localement -100 mGal) qui suit en mer la zone de convergence entre les plaques Juan de Fuca et nord-américaine (Riddihough, 1979). Au nord de cette zone de convergence, le doublet formé par les anomalies à l'air libre négative et positive est davantage prononcé et localisé; un gradient abrupt les sépare au-dessus de la faille de Reine-Charlotte (Riddihough et Seeman, 1982).

Les analyses régionales du champ de la pesanteur de la Cordillère ont été peu nombreuses jusqu'à présent. Pour l'ensemble du Canada, Goodacre (1972) a montré que les variations régionales des valeurs de l'anomalie de Bouguer sont causées principalement par des variations de l'épaisseur de la croûte. De plus, il a observé que la source des valeurs extrêmement faibles de l'anomalie de Bouguer dans le Domaine de l'avant-pays doit se trouver en partie, sinon entièrement, à l'intérieur du manteau supérieur. Stacey (1973) a établi une bonne corrélation entre les anomalies de Bouguer et les variations régionales de l'altitude dans la Cordillère méridionale, et en a déduit que l'altitude de la surface est en grande partie en équilibre isostatique local (hypothèse d'Airy).

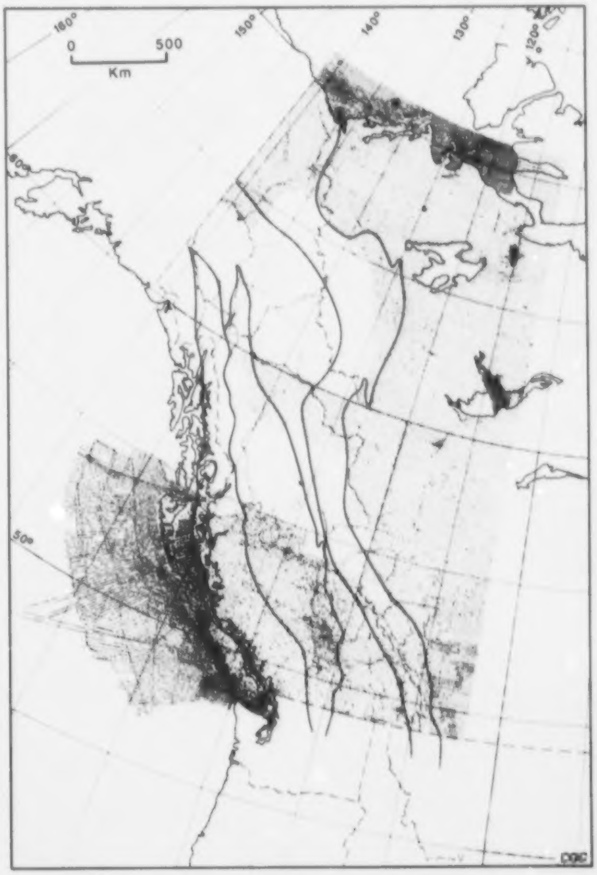


Figure 2-26. Répartition des observations gravimétriques dans l'Ouest du Canada et les régions marines adjacentes. La station la plus centrale de chaque maille de 5 km de côté est représentée sur la carte. Les limites des domaines géomorphologiques sont indiquées.

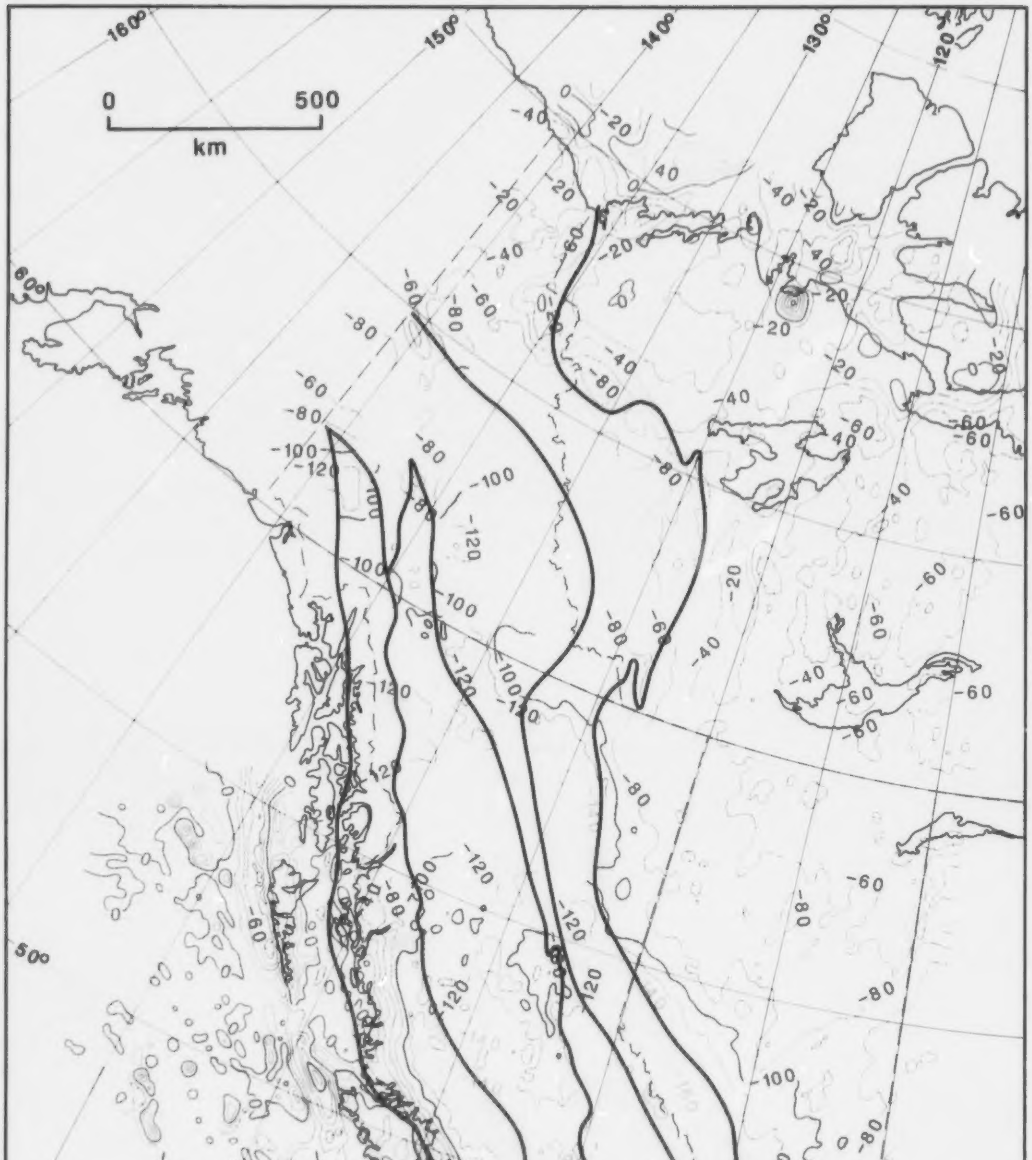


Figure 2-27. Carte des anomalies gravimétriques de l'Ouest du Canada, de Bouguer à terre, à l'air libre en mer. L'équidistance des courbes est de 20 mGal. Les anomalies positives sont figurées en rouge. Les limites des domaines géomorphologiques sont indiquées.

À la lumière des variations de la profondeur du Moho révélées par la sismique profonde (fig. 2-21), l'application de modèles simples de densité-structure à l'échelle régionale dans la Cordillère méridionale, requiert une réduction relative de l'épaisseur de la croûte dans la région intérieure, entre le Domaine de l'avant-pays et le Domaine insulaire (Stacey, 1973; Berry et Forsyth, 1975). Stacey explique la plus forte épaisseur de la croûte dans le Domaine de l'avant-pays par la présence d'un socle cristallin du Précambrien, et dans le Domaine insulaire par l'existence d'une lithosphère océanique dense sous-jacente. Développant cette idée, Riddihough (1979) a incorporé des données sur la composition et l'épaisseur de la croûte dans des modèles de densité-structure pour montrer que la convergence des plaques s'accompagnait d'une subduction de la plaque océanique sous le continent.

L'isostasie régionale de la Cordillère méridionale peut se démontrer par les relations existant entre les mesures de l'épaisseur de la croûte, les anomalies de Bouguer et les hauteurs topographiques le long de deux profils exécutés à travers l'orogène (fig. 2-28 et 2-29). La corresponance étroite entre les grandes longueurs d'onde de l'anomalie de Bouguer et les grandes longueurs d'onde de la topographie le long des deux profils indique que la topographie est probablement dans un état isostasique d'Airy local, comme le suggère Stacey (1973). En outre, à l'exception de l'extrémité occidentale du profil A, les variations de la profondeur du Moho, basées sur les données de la sismique-réfraction, s'accordent avec le modèle de compensation d'Airy en ceci que les augmentations régionales de l'épaisseur de la croûte sont apparemment associées à des anomalies de Bouguer relativement plus négatives. Des calculs simples indiquent que la source de l'anomalie de Bouguer de grande longueur d'onde et, partant, la surface de compensation isostatique de la topographie régionale se trouvent à l'interface croûte-manteau. À l'extrémité occidentale du profil A, près de la limite entre les plaques convergentes, la relation entre anomalie de Bouguer et topographie demeure conforme au modèle d'Airy, mais la surface de compensation doit être située bien au-dessus de la surface que la sismique-réfraction désigne comme étant le Moho. La grande complexité structurale qui caractérise probablement la croûte et le manteau supérieur dans cette région n'y est sans doute pas étrangère (Riddihough, 1979; Spence et al., 1985; Clowes et al., 1986).

Si les données de la sismique-réfraction semblent définir un Moho qui est essentiellement conforme aux observations de la pesanteur et de la topographie dans la bande spectrale des grandes longueurs d'onde, elles ne peuvent, en revanche, expliquer les variations de courte longueur d'onde de la profondeur du Moho. Les «bosses» de courte longueur d'onde observées le long des profils bathymétriques du Moho dans les figures 2-28 et 2-29 correspondent généralement, comme on peut s'y attendre, à celles des profils gravimétriques résiduels à haute fréquence. Autrement, on ne peut déterminer quelle est la part relative, dans les profils gravimétriques résiduels, des variations non résolues de la profondeur du Moho, ni celle des différences de densité latérales à l'intérieur de la croûte. Il n'y a pas de relations cohérentes, purement isostatiques, entre l'anomalie de Bouguer résiduelle et les profils topographiques résiduels. Le fait que la réponse isostatique de la Terre varie assez rapidement en général dans la plage des longueurs d'onde de 80 à 240 km est probablement un des facteurs (Cochran, 1980). À ces longueurs d'onde, il y a peut-être dans la Cordillère méridionale une relation diamétralement opposée aux relations isostatiques conventionnelles, c'est-à-dire que les hauteurs de l'anomalie de Bouguer correspondraient à des hauteurs

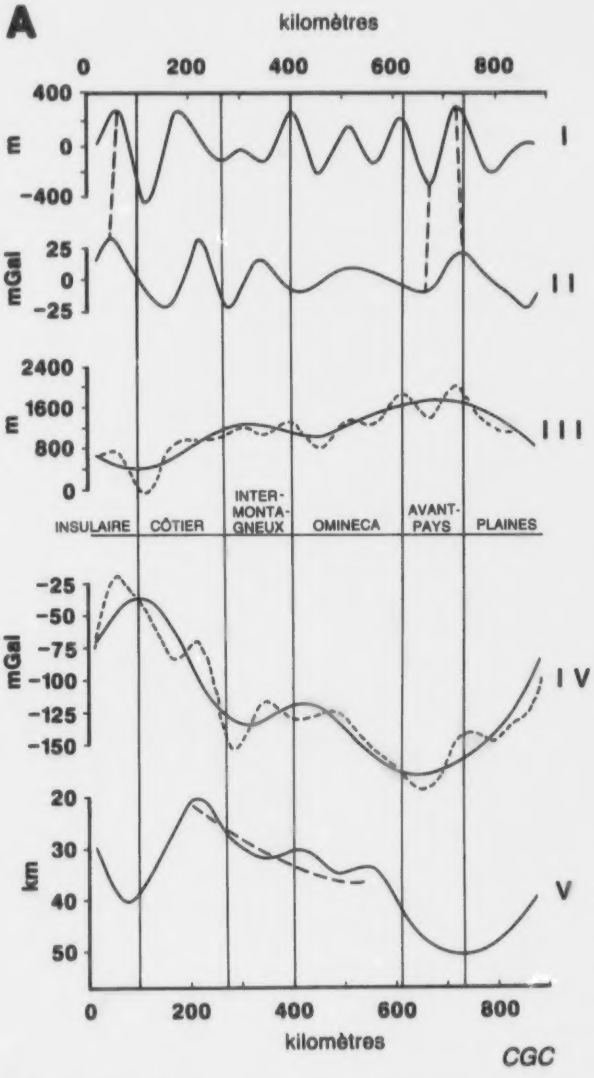


Figure 2-28. Profil A montrant, de haut en bas: (i) les hauteurs topographiques (m); (ii) l'anomalie de Bouguer (mGal) dans la bande spectrale de longueurs d'onde de 240 à 80 km; (iii) la topographie (m) dans la bande spectrale de longueurs d'onde de ≥ 240 km (trait continu) et dans celle de longueurs d'onde de ≥ 80 km (tireté); (iv) l'anomalie de Bouguer (mGal), comme en (ii), avec les valeurs calculées pour le modèle d'isostasie locale discuté dans le texte (tireté); et (v) la profondeur du Moho (km) selon la figure 2-21 (trait continu) et selon Berry et Forsyth (1975) (tireté), avec les valeurs calculées pour le modèle d'isostasie locale discuté dans le texte (tireté). La position du profil A est indiquée à la figure 2-21.

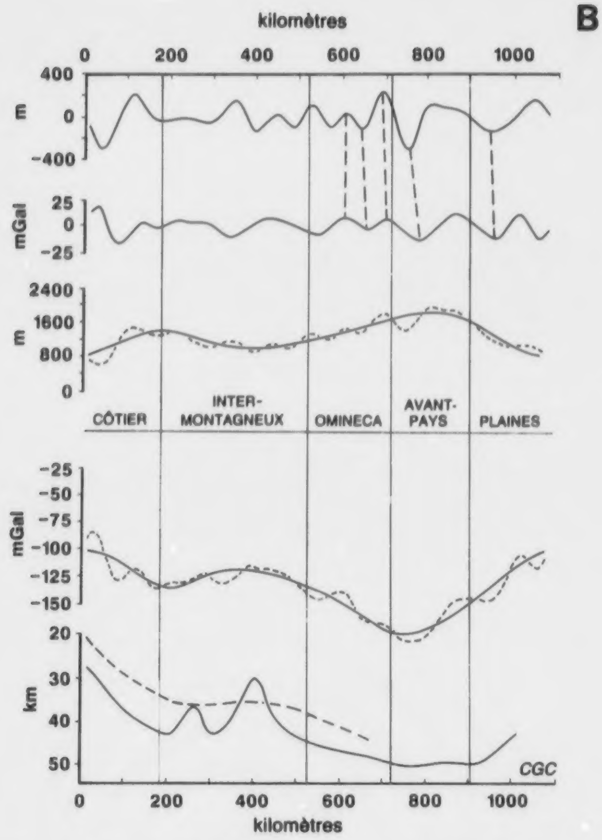


Figure 2-29. Profil B montrant les mêmes éléments que dans la figure 2-28 et dans le même ordre. La position du profil est indiquée à la figure 2-21.

topographiques, et vice-versa, notamment au voisinage de l'extrémité orientale des profils. Les corrélations possibles sont figurées par des lignes en tirets dans les figures 2-28 et 2-29. De même, dans le nord du Yukon, l'éminence topographique constituée par les monts Richardson coïncide avec une anomalie de Bouguer positive (fig. 2-27). Stepenson et Lambeck (1985) ont montré récemment que des contraintes de compression horizontales de l'ordre de 10^2 MPa à l'intérieur de la croûte, ce qui apparaît comme vraisemblable à l'intérieur d'une lithosphère proche d'une limite entre des plaques convergentes (p. ex. l'extrémité occidentale du profil A, fig. 2-28), pourraient se traduire par des relations isostatiques non conventionnelles entre la pesanteur et la topographie, notamment dans la gamme des longueurs d'onde de 125 à 250 km. Bien que la même interprétation ne pourrait être appliquée au versant oriental de la Cordillère uniquement sur la foi de calculs isostatiques, Belle et Gough (1979) ont établi, d'après des diagraphies obtenues dans le bassin de l'Ouest canadien, que de fortes contraintes horizontales en compression sont présentes et orientées perpendiculairement aux axes des plis, dans le Domaine de l'avant-pays adjacent. Selon eux, le champ de contraintes responsable des déformations se produisant à cet endroit pourrait encore être présent, ce qui a été confirmé par la résolution des mécanismes au foyer du récent séisme de Nahanni (R.B. Horner, communication personnelle).

Géomagnétisme

Depuis la synthèse de Berry et al. (1971), la couverture aéromagnétique de la Cordillère canadienne n'a progressé que modérément. Le programme fédéral-provincial de levés aéromagnétiques à basse altitude (ordinairement réalisés à une hauteur de vol relative de 600 m et avec un espacement de 1,5 à 2 km entre les lignes), entrepris à la fin des années 50, a couvert jusqu'à présent environ 60 % de la région (fig. 2-30). Les plus récents levés ont eu lieu dans le Domaine insulaire. Des levés ont été exécutés au-dessus des îles de la Reine-Charlotte en 1985, et la couverture de l'île de Vancouver a été achevée en 1986. La seule série complète de données obtenue autrement que par satellite est due à des levés régionaux (espacement de 37 km entre les lignes) à haute altitude (5,5 km en moyenne) exécutés au sud de 60°N en 1969 (Haines et Hannafort, 1972), et de 60°N à la mer de Beaufort en 1972 (Haines et Hannaford, 1976). En revanche, le levé magnétique marin exécuté par Raff et Mason (1961) au large de la côte Ouest de l'Amérique du Nord, le premier en son genre, a été

Figure 2-30. Distribution des observations aéromagnétiques de basse altitude au-dessus du continent et des levés magnétiques marins au large de la côte Ouest du Canada, avec une représentation schématique des anomalies magnétiques à l'aide de courbes équidistantes de 500 mT. Les limites des domaines géomorphologiques sont indiquées.

considérablement augmenté par des levés géophysiques marins systématiques (espacement moyen de 10 km entre les lignes), de telle sorte que la Zone économique exclusive du Canada (zone de 200 milles nautiques ou 366 km en mer) a été complètement relevée à l'échelle régionale (Currie et al., 1983; fig. 2-30).

À l'échelle régionale, non seulement la Cordillère occidentale est-elle magnétiquement distincte du Bouclier canadien et du Domaine de l'avant-pays à l'est (Coles et al., 1976), mais ses principales entités géologiques ont une expression magnétique distinctive. Dans la Cordillère, les anomalies magnétiques sont très irrégulières et complexes, la direction dominante du grain étant nord-ouest, parallèle à la direction tectonique. Le Bouclier canadien présente des anomalies très marquées à orientation nord-est qui, au sud de 60°N, s'allongent vers le sud-ouest à travers le Domaine de l'avant-pays et se terminent un peu à l'est du sillon des Rocheuses du Sud (Caner, 1969; fig. 2-30). Au nord de 60°N, les anomalies cratoniques sont plutôt orientées vers le nord, et leur limite suit la bordure orientale de la zone de déformation, dessinant une ligne entre le Bouclier canadien et les monts Mackenzie (Coles et al., 1976). Dans cette région, le Domaine de l'avant-pays et le Domaine d'Omineca n'ont pas de différence magnétique marquée.

À l'intérieur des domaines d'Omineca et intermontagneux, dans la Cordillère méridionale, le champ magnétique devient plus complexe pour les éléments de courte longueur d'onde (≤ 100 m) et plus uniforme dans le cas des entités de grande longueur d'onde (≥ 150 km). Le Domaine d'Omineca présente un champ magnétique relativement homogène et plus faible que dans les domaines adjacents. Dans les régions du Domaine d'Omineca marquées par de fortes anomalies, la direction nord-ouest du champ magnétique est généralement moins systématique que dans les autres domaines. Des cinq domaines géomorphologiques, c'est le Domaine intermontagneux qui, dans l'ensemble, présente la signature magnétique la plus complexe dans la gammes des courtes longueurs d'onde. Les anomalies y sont généralement fortes, sauf aux endroits où la source est très profonde, comme c'est le cas à proximité du bassin de Bowser (environ 56°N, 128°W; fig. 2-30). Le Domaine intermontagneux se caractérise par une croûte supérieure magnétiquement hétérogène et par l'absence de sources magnétiques dans la croûte inférieure, soit que celle-ci est davantage sialique, soit que l'isotherme du point de Curie est élevée par rapport aux provinces géologiques situées à l'est.

Cette zone d'anomalies de faible amplitude et de grande longueur d'onde, caractéristique de la partie sud du Domaine intermontagneux, se prolonge vers le sud jusque dans la Cordillère américaine, où elle semble coïncider avec une région caractérisée par une croûte mince, une diminution des vitesses sismiques dans le manteau et la croûte, et une augmentation de la conductivité électrique (Pakizer et Zeitz, 1965).

Le Domaine côtier présente des anomalies magnétiques positives à orientation nord, comportant notamment une crête de valeurs particulièrement élevées et un gradient abrupt sur son flanc ouest (Haines et al., 1971; Hannaford et Haines, 1974). Coles et Currie (1977), selon lesquels cette crête de la côte Ouest ne peut être expliquée par l'aimantation mesurée des roches, ont postulé une forte épaisseur (jusqu'à 40 km) de croûte magnétique dans le Domaine côtier occidental, épaisseur possiblement attribuable au remaniement thermique des roches de la croûte au-dessus d'une plaque océanique en subduction et en voie de déshydratation. La croûte serait moins magnétique dans le Domaine insulaire à l'ouest, et encore moins dans le Domaine intermontagneux à l'est.

Les anomalies magnétiques du Domaine insulaire présentent des directions nord-ouest et se caractérisent généralement par une plus grande longueur d'onde et une plus faible amplitude que celles des autres domaines géomorphologiques. Les données sont particulièrement utiles dans cette région, où l'on s'en sert notamment pour prolonger en mer la géologie continentale (MacLeod et al., 1977).

Plus à l'ouest, la croûte océanique se caractérise par des anomalies magnétiques linéaires, qui ont jusqu'à 1 000 nT d'amplitude; dans la plupart des cas, elles s'allongent presque parallèlement et symétriquement de part et d'autre des dorsales d'expansion. Les bandes magnétiques semblent décalées par d'anciens segments de faille transformante (zones de fracture). Sur la plaque Juan de Fuca, la configuration magnétique est atténuée le long de la zone de convergence avec la plaque nord-américaine. Au nord, la plaque pacifique et ses anomalies magnétiques sont tronquées par le système de failles de Reine-Charlotte-Fairweather.

Dans la Cordillère méridionale, les divers terranes constitutifs ont des signatures magnétiques distinctives. La Quesnellie présente une configuration magnétique complexe, caractérisée par des anomalies positives et négatives irrégulières et très serrées, qui sont souvent séparées par des gradients abrupts. Ce champ magnétique est certainement attribuable en grande partie à des plutons du Jurassique moyen-Crétacé moyen très répandus, mais plusieurs anomalies ont sans contredit d'autres sources, possiblement dans le miogéoclinal sous-jacent du protocontinent nord-américain. Les terranes avoisinants de Kootenay et de Monashee présentent un champ magnétique beaucoup plus uniforme, comme d'ailleurs les terranes de Methow et de Bridge River à l'ouest.

Mabey et al. (1978) ont discuté de pareilles considérations qualitatives au sujet des configurations magnétiques régionales d'une bonne partie de la Cordillère américaine occidentale. Eux aussi ont observé une direction dominante nord au-dessus de la Cordillère, ainsi que des directions nord-est marquées sur le socle précambrien à l'est.

Les analyses quantitatives des données magnétiques se rapportant à la Cordillère canadienne sont peu nombreuses. Les plus approfondies, et de loin, concernent les anomalies magnétiques observées au large de la côte Ouest du Canada. L'on ne saurait exagérer l'importance des levés magnétiques marins et du système de la dorsale Juan de Fuca dans l'évolution de la théorie de la tectonique des plaques. Riddihough et al. (1983) soulignent la place unique que la plaque Juan de Fuca occupe dans les études sur la tectonique des plaques. C'est l'interprétation des données magnétiques du Pacifique Nord-Est qui a permis à Wilson (1965) et à Vine et Wilson (1965) de démontrer l'existence des failles transformantes et de mettre en évidence le processus d'expansion des fonds marins. Leur modèle a été bonifié par Vine (1968), qui a fourni force détails sur les âges du fond marin dans la région. Atwater (1970), pour sa

part, a décrit les mouvements des plaques et établi que la dorsale Juan de Fuca est un centre d'expansion océanique comportant une plaque distincte à l'est, la plaque Juan de Fuca, qui est probablement en subduction sous la marge occidentale de l'Amérique du Nord. Riddihough (1977) a montré que la vitesse d'expansion des fonds océaniques a généralement diminué le long de la marge en accrétion depuis 10 Ma et que, de plus, le renouvellement des fonds océaniques a souvent été asymétrique de part et d'autre de l'axe d'expansion océanique, ayant été plus rapide du côté est. Il a mis en évidence une rotation horaire progressive des axes de tous les segments de la dorsale Juan de Fuca, montrant que, à l'est des axes d'expansion océanique, les plaques ne peuvent se déplacer de façon monobloc. La présence de plaques multiples à l'est du système de la dorsale a été suggérée la première fois par Barr et Chase (1974), d'après les positions des épicentres des tremblements de terre. D'autres arguments en faveur de cette hypothèse ont été apportés par Hyndman et al. (1979).

Sondages électromagnétiques

Les variations de la conductivité électrique dans la croûte et le manteau supérieur de la Terre sont produites par des variations latérales et verticales de la température, de la porosité et de la teneur en fluides des roches, de la concentration et de la continuité de minéraux conducteurs. La distribution des conductivités électriques s'obtient en mesurant les fluctuations du champ électromagnétique naturel à la surface de la Terre. Les sondages géomagnétiques mesurent uniquement les trois composantes orthogonales du champ géomagnétique; les sondages magnétotelluriques n'enregistrent que les deux composantes magnétiques horizontales, ainsi que les deux composantes du champ électrique. Actuellement, on a l'habitude de combiner ces deux techniques de sondage en chaque point de mesure. Les sondages magnétotelluriques nous fournissent la distribution verticale des résistivités à l'aplomb de chaque station d'enregistrement, tandis que les sondages géomagnétiques nous renseignent sur les variations latérales de la conductivité électrique.

Les premiers sondages géomagnétiques de la Cordillère canadienne ont été exécutés par Hyndman (1963) le long d'un profil passant à proximité de 49,5°N; ils lui ont permis de conclure que les rapports des variations verticales aux variations horizontales du champ magnétique étaient de 2 à 3 fois plus élevés à l'est du lac Kootenay qu'à l'ouest. Par la suite, se sont succédées plusieurs expériences au cours desquelles le champ magnétique a été mesuré dans ses trois composantes à plusieurs endroits (Camfield et al., 1970; Caner et al., 1967, 1971; Cochran et Hyndman, 1970; Dragert, 1973; Dragert et Clark, 1977; Lambert et Caner, 1965; Miller, 1973). Récemment, une batterie de 33 magnétomètres a été déployée (Gough et al., 1982) dans le sud de la Colombie-Britannique et de l'Alberta, entre 55°N et 49°N. Toutes ces études sont de nature exploratoire; l'espacement des points de mesure, supérieur à 80 km, ne permet de reconnaître les variations horizontales de la conductivité dans la Cordillère qu'à une grande échelle (fig. 2-31).

Deux régions ont été définies (fig. 2-32): une région occidentale, conductrice, caractérisée par de faibles rapports de l'amplitude magnétique verticale à l'amplitude magnétique horizontale, et une zone orientale marquée par des

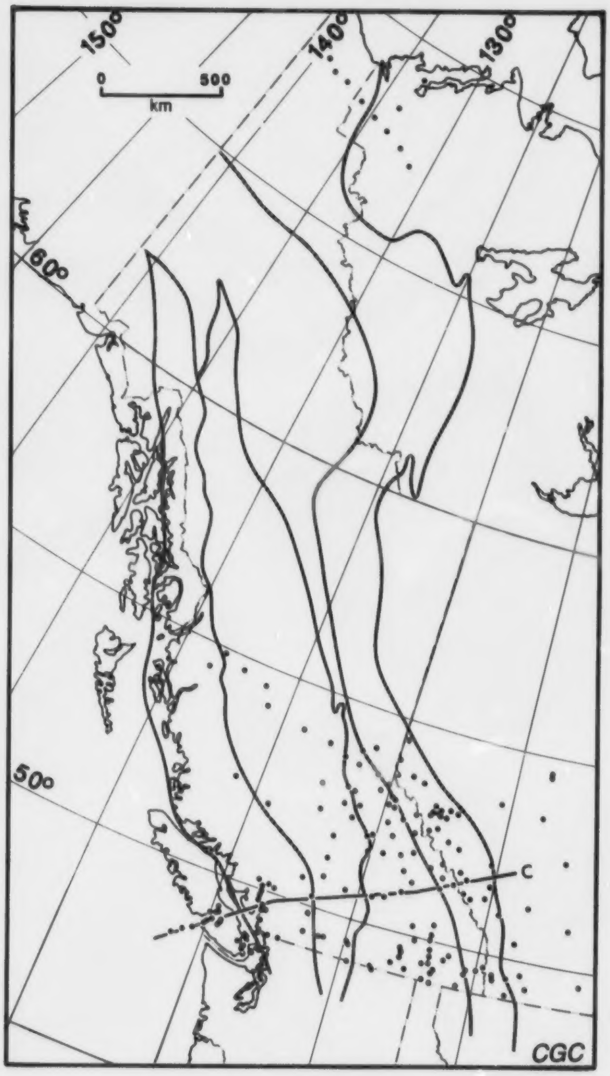


Figure 2-31. Sondages géomagnétiques et magnétotelluriques exécutés dans la Cordillère canadienne. La coupe effectuée à partir du profil C est représentée à la figure 2-32.

rapports magnétiques élevés. La région intermédiaire suit le versant ouest du sillon des Rocheuses entre 55°N et 52°N, puis bifurque vers le sud pour longer la zone de failles du Columbia et passer entre les lacs Arrow et Kootenay (la zone de cisaillement de Valhalla?) jusqu'à 49,3°N. Puis, la discontinuité prend une direction Est, recoupe transversalement l'arc de Kootenay et atteint le sud de l'Alberta (Lajoie et Caner, 1970). Le modèle de la région occidentale comporte une couche hautement conductrice de 15 km d'épaisseur, dont le sommet se trouve à une profondeur de 15 ± 5 km dans la croûte, conducteur qui n'a pas d'équivalent dans la région orientale (Caner et al., 1969; Lajoie et Caner, 1970). Une remontée des isothermes vers l'ouest, à travers cette limite

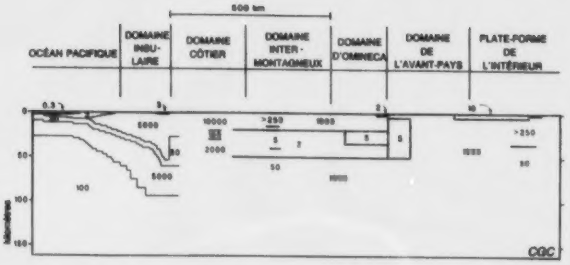


Figure 2-32. Modèle de la structure de la conductivité dans la Cordillère méridionale (profil C, figure 2-31), illustrant l'écart considérable entre les valeurs de résistivité (en ohms-mètres) proposées par divers chercheurs (voir le texte).

transitionnelle, pourrait expliquer l'augmentation du flux thermique dans les domaines d'Omineca et intermontagneux, ainsi que les fortes conductivités observées dans la moitié inférieure de la croûte, à condition que celle-ci soit hydratée (Caner, 1971; Caner et al., 1971; Hyndman et Hyndman, 1968). Les profils aéromagnétiques filtrés ont moins de relief dans la région occidentale que dans la région orientale, présumément parce que l'isotherme du point de Curie se trouve à une profondeur moindre (Caner, 1970). Il semble que cette zone de transition marque un changement fondamental dans les propriétés de la croûte, qui résulte peut-être des différences entre le protocontinent nord-américain et les terranes accrétés. Le changement de direction observé à proximité de la frontière internationale, où la zone de transition accuse une orientation est-ouest, est dû à la présence d'un autre conducteur (voir ci-dessous), qui a pour effet de masquer le passage des rapports géomagnétiques faibles à des rapports élevés entre le Domaine de l'avant-pays et le Domaine d'Omineca. Law et Riddihough (1971) ont observé des transitions similaires à plusieurs autres endroits dans le monde.

La limite occidentale de la région conductrice semble être sous-jacente à la partie occidentale du Domaine côtier (Kurtz et al., 1986; Dragert et al., 1980). L'appellation «Conducteur régional de la Cordillère canadienne» a été proposée par Gough (1986), qui soutient que les domaines d'Omineca et intermontagneux recouvrent une zone de soulèvement du manteau supérieur. Les températures étant élevées dans le manteau supérieur et la croûte inférieure, les hautes conductivités du Conducteur régional de la Cordillère canadienne s'expliqueraient par une fusion partielle et la présence de fluides salins chauds (Gough, 1986).

Le Domaine de l'avant-pays, situé entre 52°N et 54°N, comporte des anomalies géomagnétiques de forte amplitude, de forme circulaire, parallèles et juxtaposées au sillon des Rocheuses (Bingham et al., 1985). Une crête conductrice dont le sommet est à une profondeur de 10km sous les chaînons principaux en serait la source. Récemment, un sondage magnétotellurique a confirmé l'existence de fortes conductivités à proximité de ce niveau (Hutton et al., 1987). Il est peu probable que l'on puisse les expliquer par une fusion partielle qui s'accomplirait dans la moitié supérieure de la croûte sous-jacente aux chaînons principaux; il faut plutôt considérer comme cause possible la présence de fuides salins chauds qui rempliraient les interstices des matériaux au voisinage de cette profondeur (Ingham et al., 1987).

On infère l'existence de variations latérales de la conductivité, localement dans la croûte supérieure de la partie nord du Domaine de l'avant-pays. Dans une étude réalisée dans le nord du Yukon et dans le delta du Mackenzie, DeLaurier et al. (1981) ont mis en évidence la présence de matériaux poreux saturés en fluides et conducteurs, qui s'étendent jusqu'à une profondeur de 20 km, qu'ils attribuent à une fracturation associée au réseau de failles de Rapid (voir le chapitre 17).

Un système linéaire de courants électriques, situé à l'intérieur d'une zone conductrice allongée qui coïnciderait avec ce que l'on croit être une zone de rift dans des roches du socle précambrien (Kanasewich et al., 1969), a été reconnu dans le Domaine de l'avant-pays, du sud de l'Alberta jusqu'au lac Kootenay, dans le sud-est de la Colombie-Britannique (Camfield et Gough, 1975; Dragert et Clarke, 1977; Gough et al., 1982). Les faibles rapports magnétiques de ce conducteur, qui ont une influence prépondérante dans la région du lac Kootenay, font que la zone de transition entre les rapports magnétiques faibles et élevés accuse une direction est.

En raison du peu de données disponibles au sujet du Domaine côtier, il est difficile de distinguer la structure conductrice de celle qui se trouve sous le Domaine intermontagneux. Dragert et al. (1980) arrivent à la conclusion que les 20 km supérieurs de la croûte dans la ceinture volcanique de Garibaldi, à la verticale de Pemberton, sont électriquement très résistants; ils attribuent cela à la présence de vastes étendues de roches cristallines sus-jacentes à un conducteur plus mince et plus résistant que le Conducteur régional de la Cordillère canadienne. Des sondages magnétotelluriques et des levés de la résistivité en courant continu indiquent que des structures inclinées très conductrices existent aux faibles profondeurs de la croûte (≤ 1 km) sous le mont Meager, où les forages ont permis de détecter des écoulements convectifs d'eau chaude dans des fractures (Flores et al., 1985; Pham van Ngoc, 1978, 1980; Fairbank et al., 1981). De même, les données magnétotelluriques obtenues au mont Cayley pourraient signaler la présence de fluides chauds convectifs dans la croûte peu profonde ou, si l'on fait abstraction des effets de la topographie, la présence d'un important corps géologique de haute température dans la moitié supérieure de la croûte.

Dans la partie sud du Domaine insulaire, des sondages géomagnétiques et magnétotelluriques ont commencé à démêler la structure électrique sous l'île de Vancouver. DeLaurier et al. (1983) ont constaté que des structures conductrices inclinées qui se trouvent sous l'île peuvent reproduire fidèlement les rapports géomagnétiques observés à 3 stations terrestres et 3 stations sous-marines. Le modèle d'une plaque conductrice inclinée est conforme à la subduction de la plaque Juan de Fuca sous l'île de Vancouver. À partir des données obtenues en 18 points d'observation magnétotellurique répartis à travers l'île de Vancouver, Kurtz et al. (1986) ont calculé les profondeurs exactes d'un conducteur incliné qui coïncide avec le groupe inférieur des réflecteurs sismiques représentés à la figure 2-33. À ces profondeurs calculées (23 à 28 km), on croit que la forte conductivité est produite par un fluide salin occupant les pores des matériaux sus-jacents à la

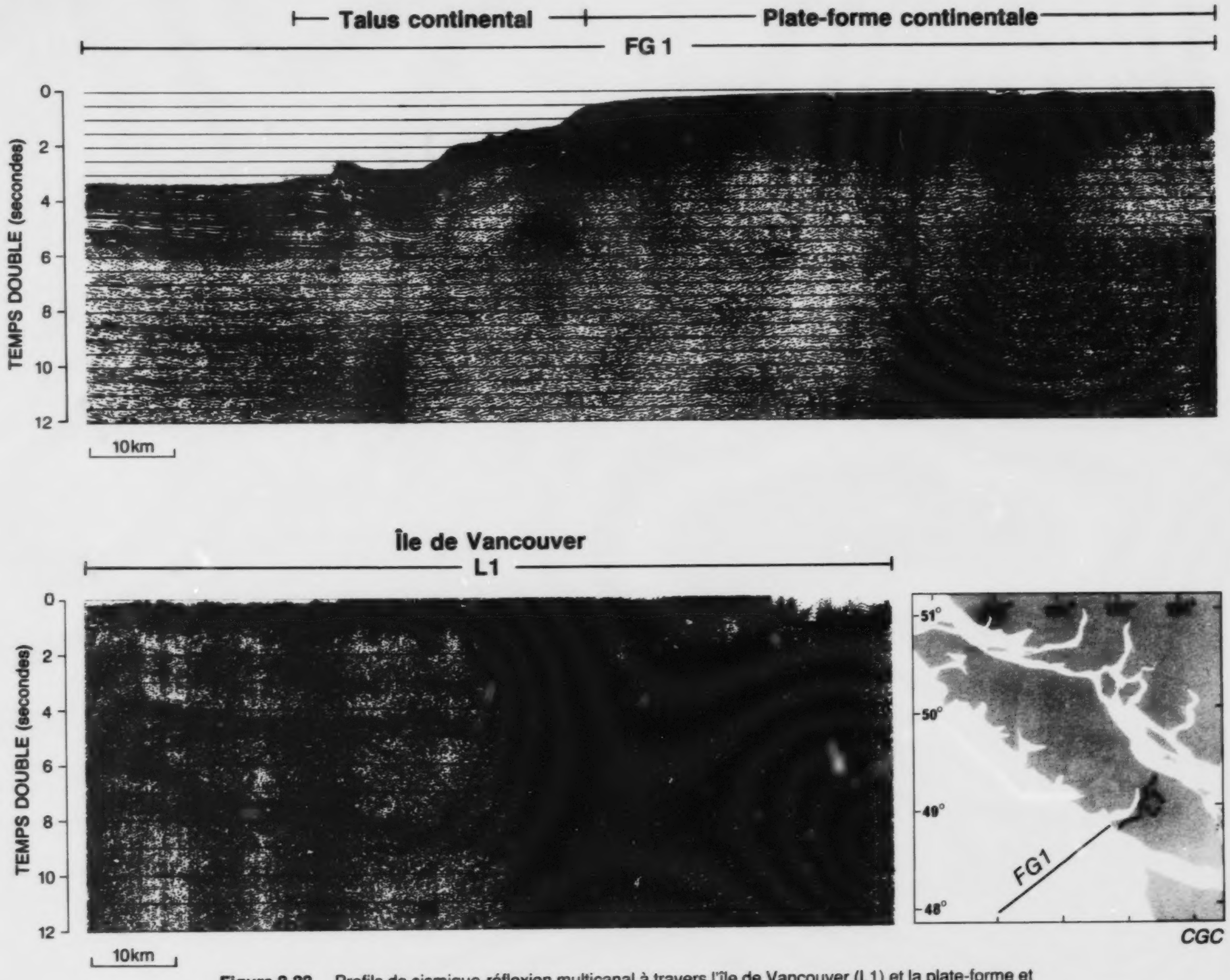


Figure 2-33. Profils de sismique-réflexion multicanal à travers l'île de Vancouver (L1) et la plate-forme et le talus continentaux adjacents (FG1).

plaque plongeante. La formation de ce fluide pourrait résulter de la déshydratation qui s'opère à l'intérieur ou à proximité du faciès métamorphique des schistes bleus. Ces résultats expliquent que, sous Victoria, un conducteur se trouve à une profondeur de 65 ± 5 km (Caner et Auld, 1968), c'est-à-dire à la profondeur où l'on situe actuellement le sommet de la plaque en subduction à cet endroit. Plus au nord, dans le Domaine insulaire, les données géomagnétiques moins abondantes ont été réunies en un modèle qui prolonge le Conducteur régional de la Cordillère canadienne vers l'ouest sous les îles de la Reine-Charlotte (Miller, 1973).

Structure de la Cordillère, telle que déduite des données géophysiques

Les données disponibles nous permettent de distinguer dans la Cordillère méridionale deux zones caractérisées par des modifications majeures des propriétés géophysiques à l'échelle régionale. L'une et l'autre sont subparallèles à la direction tectonique. La zone orientale coïncide presque avec le sillon des Rocheuses du Sud; on y observe, d'est en ouest, une diminution de 10 à 15 km de la profondeur du Moho définie par les profils de réfraction profonde, une augmentation apparente de 40 $mW{\cdot}m^{-2}$ du flux thermique superficiel mesuré, un accroissement de 50 à 100 mGal des valeurs de l'anomalie de Bouguer, un lissage des anomalies magnétiques de grande longueur d'onde et une augmentation prononcée de la conductivité électrique.

Dans la zone occidentale, située entre l'arc volcanique de Garibaldi (des Cascades) et la côte du Pacifique, la variation des propriétés géophysiques est encore plus marquée. D'est en ouest, les profils de sismique-réfraction profonde mettent en évidence un épaississement d'environ 20 km de la croûte, une diminution d'environ 40 $mW{\cdot}m^{-2}$ du flux thermique superficiel et une brusque augmentation de la sismicité de faible intensité sur une distance horizontale de 20 km, de même qu'une accentuation de l'anomalie de Bouguer qui peut atteindre 150 mGal sur une distance d'environ 80 km. Cette zone se distingue aussi par une anomalie magnétique linéaire qui culmine à environ 1 000 nT.

Les domaines géomorphologiques situés à l'intérieur des zones de gradient géophysique, à savoir le Domaine d'Omineca, le Domaine intermontagneux et la partie orientale du Domaine côtier, ont des propriétés géophysiques nettement différentes de celles du Domaine de l'avant-pays, du Domaine insulaire et de la partie occidentale du Domaine côtier. Les régions intérieures du sud se trouvent en état d'équilibre isostatique local et, d'après des études de la structure régionale, elles ont subi des déformations unitaires en extension considérables au cours de l'Éocène (Souther, 1970; Ewing, 1980; voir le chapitre 17). Par rapport aux autres régions, elles présentent une croûte assez mince et moins dense, un flux thermique élevé, des anomalies magnétiques plus uniformes dans la gamme des grandes longueurs d'onde, et une forte conductivité.

Caner (1970) a postulé que ces signatures géophysiques pouvaient être produites par des roches hydratées et partiellement fondues de la croûte inférieure ou de la partie sommitale du manteau. Un mécanisme possible est l'ascension de chaleur des profondeurs de la Terre, par convection. Selon Gough (1984, 1986), ce mécanisme pourrait faire partie d'un système global dans lequel un écoulement ascensionnel divergent à l'intérieur d'une cellule de convection mantellique, qui se trouve actuellement sous la dorsale du Pacifique Est (East Pacific Rise), se prolongerait sous la partie occidentale de l'Amérique du Nord, et notamment sous la Cordillère méridionale. Il pourrait aussi exister une croûte mince et chaude dans le sud-ouest du Canada, qui résulterait de processus régionaux, d'un écoulement asthénosphérique d'arrière-arc lié à la convergence des plaques, et à la subduction de la plaque Juan de Fuca sous la marge occidentale du continent (Davis et Lewis, 1984; Lewis et al., 1985). Sans doute ces processus ont-ils provoqué une distension et sont-ils à l'origine des structures de dénudation tectonique qui sont bien visibles dans le sud du Domaine d'Omineca (voir le chapitre 17).

Le Domaine de l'avant-pays est considéré comme étant soumis à un régime de compression NE-SW; il pourrait donc se trouver hors d'équilibre isostatique aux longueurs d'onde topographiques comprises entre environ 125 et 250 km. Sa croûte est électriquement résistante par rapport à la région intérieure; il se compare au bouclier des points de vue du magnétisme, de l'épaisseur de la croûte et du flux thermique superficiel. Plusieurs chercheurs (p. ex. Stacey, 1973) ont avancé l'idée que la zone de failles de chevauchement repose sur des roches du socle cratonique, ce que confirment les profils de sismique-réflexion profonde exécutés dans le sud de la Colombie-Britannique (Cook, 1985; Cook et al., 1987) et, tout à côté, dans le nord du Montana (Potter et al., 1987). Ces profils montrent des roches du bouclier cristallin sous la zone de décollement, le long d'une interface inclinée vers l'ouest qui passe sous le Domaine de l'avant-pays et la partie est du Domaine d'Omineca.

La région occidentale pourrait également se trouver en déséquilibre isostatique dans la gamme des longueurs d'onde topographiques de 125 à 250 km. Elle semble être sous un régime de compression NE-SW, dû à un mouvement de translation vers le nord combiné à une convergence de fragments de croûte océanique par rapport à l'Amérique du Nord, convergence qui varie de normale dans le cas de la plaque Juan de Fuca à très oblique dans le cas de la plaque pacifique. Au sud, la présence de la plaque Juan de Fuca en subduction se reflète dans les mesures géophysiques. La surface de la plaque, définie par la sismicité (Rogers, 1983; Taber et Smith, 1985) et par une forte anomalie de la conductivité électrique (Kurtz et al., 1986), s'abaisse vers l'est dans le sud de l'île de Vancouver, passant d'une profondeur d'environ 30 km sous la côte ouest à une profondeur variant de 80 à 90 km juste à l'est du détroit de Georgia et du Puget Sound. La plaque devient asismique à cette profondeur, mais on croit, sur la foi de considérations pétrologiques, que la plaque en subduction s'enfonce jusqu'à une profondeur d'au moins 100 km à l'aplomb de l'arc magmatique de Garibaldi (des Cascades), où elle subit une fusion partielle, libérant du magma qui remonte jusque dans la croûte supérieure (Blackwell et al., 1982; T.J. Lewis, communication personnelle, 1986).

La configuration du flux thermique superficiel et de la sismicité profonde suggère la présence d'une zone hydratée(?) relativement froide (environ 375 à 450°C) et presque isotherme au-dessus de la plaque, à partir d'environ 30 km de profondeur. Cette zone s'épaissit vers l'est et, lorsqu'elle atteint une trentaine de kilomètres d'épaisseur, elle est tronquée par des fluides ascendants chauds qui

sont associés à l'arc magmatique. Elle est tenue pour plus dense et possédant un magnétisme plus marqué que la roche encaissante, comme le veulent les modèles gravimétrique (Riddihough, 1979) et magnétique (Coles et Currie, 1977) de la subduction. La teneur en fluides salins de la plaque plongeante, estimée à 3 ou 4 %, pourrait expliquer la zone de réflexions multiples qui représente vraisemblablement la zone de décollement entre les plaques nord-américaine et Juan de Fuca (fig. 2-33). La température et la pression (≥ 850 Pa) existant dans cette zone suggèrent que des réactions métamorphiques ont lieu près du faciès des schistes bleus et que la déshydratation qui les accompagne constitue une source de fluides. Ainsi, nous avons une idée de la profondeur d'origine des roches métamorphiques à pression élevée/basse température qui sont répandues, comme les schistes à glaucophane (Kurtz et al., 1986).

En travers de la Cordillère canadienne méridionale, les zones de gradient géophysique semblent marquer, à l'est, le passage d'un socle cratonique relativement stable à une région intérieure qui reçoit en permanence des apports de chaleur des profondeurs de la Terre. À l'ouest, cette transition coïncide avec la limite entre la région intérieure et la zone de convergence des plaques.

Au nord de la convergence de la plaque Juan de Fuca, les maigres données géophysiques disponibles mettent en évidence un régime tectonique qui varie à l'intérieur de la Cordillère. Ainsi, dans les domaines insulaire et côtier, les profondeurs du Moho sont moins importantes et plus uniformes (fig. 2-21); le Domaine intermontagneux repose sur un manteau plus froid (Jessop et al., 1984; fig. 2-23), et le Domaine de l'avant-pays se démarque du bouclier sur le plan du magnétisme à tout le moins (Coles et al., 1976). Ces variations pourraient s'expliquer par l'absence de subduction et d'écoulement asthénosphérique d'arrière-arc au nord, et venir étayer la thèse de Davis et Lewis (1984) concernant le transfert de chaleur régional lié à la subduction dans la Cordillère méridionale. Mais ce n'est là qu'une possibilité, car, faut-il le répéter, les données géophysiques concernant le nord sont encore très limitées.

La caractérisation géophysique des terranes de la Cordillère n'a pas jusqu'à présent fait l'objet de travaux considérables. Pour la Cordillère méridionale, Rogers et Auld (1985) ont attiré l'attention sur le manque de corrélation entre les signatures gravimétriques et magnétiques aux limites entre les terranes. C'est donc dire que ces limites ne seraient pas verticales, hypothèse confirmée par des profils de sismique-réflexion exécutés à travers les frontières entre la Wrangellie et les terranes de Pacific Rim et de Crescent, dans le sud de l'île de Vancouver et au large de la côte Ouest (fig. 2-33; Clowes et al., 1987a; Yorath et al., 1987).

RÉFÉRENCES

Atwater, T.
1970: Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3513-3536.

Barr, S.M. and Chase, R.L.
1974: Geology of the north end of Juan de Fuca Ridge and sea-floor spreading; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1384-1406.

Basham, P.W., Forsyth, D.A., and Wetmiller, R.J.
1977: The seismicity of northern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1646-1667.

Bell, J.S. and Gough, D.I.
1979: Northeast-southwest compressive stress in Alberta: Evidence from oil wells; Earth and Planetary Science Letter, v. 45, p. 475-482.

Bennett, G.T., Clowes, R.M., and Ellis, R.M.
1975: A seismic refraction survey along the southern Rocky Mountain Trench, Canada; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 65, p. 37-54.

Berry, M.J. and Forsyth, D.A.
1975: Structure of the Canadian Cordillera from seismic refraction and other data; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 182-208.

Berry, M.J., Jacoby, W.R., Niblett, E.R., and Stacey, R.A.
1971: A review of geophysical studies in the Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 788-801.

Bevier, M.L., Armstrong, R.L., and Souther, J.G.
1979: Miocene peralkaline volcanism in west-central British Columbia — its temporal and plate-tectonics setting; Geology, v. 7, p. 389-392.

Bingham, D.K., Gough, D.I., and Ingham, M.R.
1985: Conductive structures under the Canadian Rocky Mountains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 384-498.

Blackwell, D.D.
1969: Heat flow determinations in northwestern United States; Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 992-1007.
1974: Terrestrial heat flow and its implications on the location of geothermal reservoirs in Washington; Washington Division of Geological and Earth Resources Information Circular, v. 50, p. 24-33.

Blackwell, D.D., Bowen, R.G., Hull, D.A., Riccio, J., and Steele, J.L.
1982: Heat flow, arc volcanism, and subduction in northern Oregon; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 8735-8754.

Blome, C.D.
1984: Upper Triassic Radiolaria and radiolarian zonation from Western North America; Bulletin of American Paleontology, v. 85 (318), 88 p., 17 pls.

Brandon, M.T.
1985: Mesozoic mélange of the Pacific Rim Complex, western Vancouver Island; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the Southern Canadian Cordillera, D.J., Tempelman-Kluit (ed.), Geological Society of America Cordilleran Section Meeting, Vancouver, B.C.

Brandon, M.T., Orchard, M.J., Parrish, R.R., Sutherland Brown, A., and Yorath, C.J.
1986: Fossil ages and isotopic dates from the Paleozoic Sicker Group and associated intrusive rocks, Vancouver Island, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 683-696.

Brown, J., Hajnal, Z., Zelt, C., Ellis, R.M., and Stephenson, R.
1987: Crust under the Peace River Arch from a refraction investigation; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, v. 12, p. 27.

Buck, R.J.
1967: The gravity anomaly field in Western Canada with maps, Part 1. Gravity Map Series 39 to 43; Observatories Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.

Cady, J.W.
1980: Gravity highs and crustal structure, Omineca Crystalline Belt, northeastern Washington and southeastern British Columbia; Geology, v. 8, p. 328-332.

Callomon, J.H.
1985: A review of the biostratigraphy of the post-lower Bajocian Jurassic ammonites of western and northern North America; Geological Association of Canada, Special Paper 27.

Cameron, B.E.B. and Tipper, H.W.
1985: Jurassic stratigraphy of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 365, 49 p.

Camfield, P.A. and Gough, D.I.
1975: Anomalies in daily variation magnetic fields and structure under northwestern United States and southwestern Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 41, p. 193-218.

Camfield, P.A., Gough, D.I., and Porath, H.
1970: Magnetometer array studies in the northwestern United States and southwestern Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 22, p. 201-221.

Caner, B.
1969: Long aeromagnetic profiles and crustal structure in western Canada; Earth and Planetary Science Letters, v. 7, p. 3-11.
1970: Electrical conductivity structure in western Canada and its petrological interpretation; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 22, p. 113-129.
1971: Quantitative interpretation of geomagnetic depth-sounding data in western Canada; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 7202-7216.

Caner, B. and Auld, D.R.
1968: Magneto-telluric determination of upper mantle conductivity structure at Victoria, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 1209-1220.

Caner, B., Auld, D.R., Dragert, H., and Camfield, P.A.
1971: Geomagnetic depth sounding and crustal structure in western Canada; Journal of Geophysical Research, v. 76, p. 7181-7201.

Caner, B., Camfield, P.A., Anderson, F., and Niblett, E.R.
1969: A large scale magnetotelluric survey in western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1245-1261.

Caner, B., Cannon, W.H., and Livingston, C.E.
1967: Geomagnetic depth sounding and upper mantle structure in the Cordillera region in Western North America; Journal of Geophysical Research, v. 72, p. 6335-6351.

Carter, E.S.
1988: Part 2: Systematic Paleontology; in Lower and Middle Jurassic Radiolarian Biostratigraphy and Systematic Paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia, E.S. Carter, B.E.B. Cameron and P.L. Smith (ed.), Geological Survey of Canada, Bulletin 386, p. 26-109.

Carter, E.S., Cameron, B.E.B., and Smith, P.L.
1988: Part 1: Lithostratigraphy and biostratigraphy; in Lower and Middle Jurassic Radiolarian Biostratigraphy and Systematic Paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 386, p. 5-25.

Chandra, N.N. and Cumming, G.L.
1972: Seismic refraction studies in western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1099-1109.

Clowes, R.M., Brandon, M.T., Green, A.G., Yorath, C.J., Sutherland Brown, A., Kanasewich, E.R., and Spencer, C.
1987a: LITHOPROBE - southern Vancouver Island: Cenozoic subduction complex imaged by deep seismic reflections; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 31-51.

Clowes, R.M., Ellis, R.M., Hajnal, Z., and Jones, I.F.
1983: Seismic reflections from the subducting lithosphere?; Nature, v. 303, p. 668-670.

Clowes, R.M., Green, A.G., Yorath, C.J., Kanasewich, E.R., West, G.F., and Garland, G.D.
1984: LITHOPROBE - a national program for studying the third dimension of geology; Journal of the Canadian Society of Exploration Geophysicists, v. 20, p. 23-39.

Clowes, R.M., Spence, G.D., Ellis, R.M., and Waldron, D.A.
1986: Structure of the lithosphere in a young subduction zone: Results from reflection and refraction studies; in Reflection Seismology: The Continental Crust; M. Barazangi and L. Brown (ed.), American Geophysical Union Geodynamics Series, v. 14, p. 313-321.

Clowes, R.M., Yorath, C.J., and Hyndman, R.D.
1987b: Reflection mapping across the convergent margin of Western Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 89, p. 79-84.

Cochran, J.R.
1980: Some remarks on isostacy and the long-term behavior of the continental lithosphere; Earth and Planetary Science Letters, v. 46, p. 266-274.

Cochran, N.A. and Hyndman, R.D.
1970: A new analysis of goemagnetic depth-sounding data from western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1208-1218.

Coles, R.L. and Currie, R.G.
1977: Magnetic anomalies and rock magnetizations in the southern Coast Mountains, British Columbia: possible relation to subduction; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1753-1770.

Coles, R.L., Haines, G.V., and Hannaford, W.
1976: Large scale magnetic anomalies over western Canada and the Arctic: a discussion; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 790-802.

Coney P.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H.
1980: Cordilleran suspect terranes; Nature, v. 288, p. 329-333.

Cook, F.A.
1985: Deep basement seismic reflection profiling of the Purcell Anticlinorium using a land air gun source; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 651-662.

Cook, F.A., Green, A.G., Simony, P.S., Price, R.A., Parrish, R., Milkereit, B., Gordy, P.L., Brown, R.L., Coflin, K.C., and Patenaude, C.
1987: LITHOPROBE - Southern Canadian Cordilleran Transect: Rocky Mountain Thrust Belt to Valhalla Gneiss Complex; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 89, p. 91-98.

Cordey, F.
1986: Radiolarian ages from the Cache Creek and Bridge River complexes and from chert pebbles in Cretaceous conglomerates, southwestern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 595-602.

Cumming, G.L. and Kanasewich, E.R.
1966: Crustal structure in western Canada: Final report, Contract AF19 (628)-2835, Project 8652; Department of Physics, University of Alberta, Edmonton, Project Vela Uniform, 185 p.

Cumming, G.L., Garland, G.D., and Vozoff, K.
1962: Seismological measurements in southern Alberta: Final report, Contract AF19 (604)-8470; Department of Physics, University of Alberta, Project Vela-Uniform.

Cumming, W.B., Clowes, R.M., and Ellis, R.M.
1979: Crustal structure from a seismic refraction profile across southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1024-1040.

Currie, L.
1984: The provenance of chert clasts in the Ashman conglomerates of the northeastern Bowser Basin; Bachelors Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 59 p.

Currie, R.G., Cooper, R., Riddihough, R.P., and Seemann, D.A.
1983: Multiparameter geophysical surveys off the west coast of Canada: 1973-1982; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 253-261.

Daly, R.A.
1912: Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel; Geological Survey of Canada, Memoir 38, 857 p.

Damborenea, S.E. and Mancenido, M.O.
1979: On the Palaeogeographical distribution of the pectinid genus Weyla (Bivalvia, Lower Jurassic); Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 27, p. 85-102.

Davis, E.E. and Lewis, T.J.
1984: Heat flow in a back-arc environment: Intermontane and Omineca Crystalline belts, southern Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 715-726.

DeLaurier, J.M., Auld, D.R., and Law, L.K.
1983: The geomagnetic response across the continental margin off Vancouver Island: comparison of results from numerical modelling and field data; Journal of Geomagnetism and Geoelectricity, v. 35, p. 571-528.

DeLaurier, J.M., Plet, F.C., and Drury, M.J.
1981: A geomagnetic depth sounding profile across the northern Yukon and the Mackenzie delta region; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1092-1100.

De Wever, P.
1982: Radiolaires du Trias et du Lias de la Tethys; Societé Géologique du Nord, No. 7, 599 p.

Douglas, R.J.W., Gabrielse, H., Wheeler, J.O., Stott, D.F., and Belyea, H.R.
1970: Geology of Western Canada; Chapter 7; in Geology and Economic Minerals of Canada; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, p. 367-488.

Dragert, H.
1973: A transfer function analysis of a geomagnetic depth sounding profile across central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1089-1098.

Dragert, H. and Clarke, G.K.C.
1977: A detailed investigation of the Canadian Cordillera geomagnetic transition anomaly; Journal of Geophysics, v. 42, p. 373-390.

Dragert, H., Law, L.K., and Sule, P.O.
1980: Magnetotelluric soundings across the Pemberton volcanic belt, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 161-167.

Ellis, R.M. and Clowes, R.M.
1984: Earthquake risk is investigated; Offshore Resources, v. 2, p. 12-13.

Ellis, R.M., Spence, G.D., Clowes, R.M., Waldron, D.A., Jones, I.F., Green, A.G., Forsyth, D.A., Mair, J.A., Berry, M.J., Mereu, R.F., Kanasewich, E.R., Cumming, G.L., Hajnal, Z., Hyndman, R.D., McMechan, G.A., and Loncarevic, B.D.
1983: The Vancouver Island seismic Project: a CO-CRUST onshore-offshore study of a convergent margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 719-741.

Ewing, T.E.
1980: Paleogene tectonic evolution of the Pacific Northwest; Journal of Geology, v. 88, p. 619-638.

Fairbank, B.D., Reader, J.F., Openshaw, R.E., and Sadlier-Brown, T.L.
1981: 1980 Drilling and Exploration Program: Meager Creek Geothermal area, upper Lillooet River, British Columbia; Report to B.C. Hydro and Power Authority.

Flores, C., Kurtz, R.D., DeLaurier, J.M.
1985: Magnetotelluric exploration in the Meager Mountain geothermal area, Canada; Acta. Geodaet. Geophys. et Montanist. Hung., v. 20, p. 165-171.

Forsyth, D.A., Berry, M.J., and Ellis, R.M.
1974: A refraction survey across the Canadian Cordillera at 54o; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 533-548.

Garland, G.D. and Tanner, J.G.
1957: Investigations of gravity and isostasy in the southern Canadian Cordillera; Publications of the Dominion Observatory (Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa), v. 19, p. 169-222.

Goodacre, A.K.
1972: Generalized structure and composition of the deep crust and upper mantle in Canada; Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 3146-3161.

Gough, D.I.
1984: Mantle upflow under North America and plate dynamics; Nature, v. 311, p. 428-432.
1986: Mantle upflow tectonics in the Canadian Cordillera; Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 1909-1919.

Gough, D.I., Bingham, D.K., Ingham, M.R., and Alabi, A.O.
1982: Conductive structures in southwestern Canada: A regional magnetometer study; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, 1680-1690.

Green, A.G., Clowes, R.M., Yorath, C.J., Spencer, C., Kanasewich, E.R., Brandon, M.T., and Sutherland Brown, A.
1986a: Seismic reflection imaging of the subducting Juan de Fuca Plate; Nature, v. 319, p. 210-213.

Green, A.G., Berry, M.J. Spencer, C.P., Kanasewich, E.R., Chiu, S., Clowes, R.M., Yorath, C.J., Stewart, D.B., Unger, J.D., and Poole, W.H.
1986b: Recent seismic reflection studies in Canada: in Reflection Seismology: A Global Perspective; M. Barazangi and L. Brown (ed.), American Geophysical Union Geodynamics Series, v. 13, p. 85-97.

Green, A.G., Milkereit, B., Mayrand, L., Spencer, C., Kurtz, R., and Clowes, R.
1987: LITHOPROBE seismic reflection profiling across Vancouver Island: results from reprocessing; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 89, p. 85-90.

Haines, G.V., Hannaford, W., and Riddihough, R.P.
1971: Magnetic anomalies over British Columbia and the adjacent Pacific Ocean; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 387-391.

Haines, G.V. and Hannaford, W.
1972: Magnetic anomaly maps of British Columbia and the adjacent Pacific Ocean; Publications of the Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, v. 42(7), p. 211-228.
1976: A three-component aeromagnetic survey of Saskatchewan, Alberta, Yukon and the District of Mackenzie; Earth Physics Branch Geomagnetism Series No. 8, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, 34 p.

Hales, A. and Nation, J.B.
1973: A seismic refraction survey in the Northern Rocky Mountains: more evidence for an intermediate crustal layer; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 35, p. 381-399.

Hannaford, W. and Haines, G.V.
1974: A three-component aeromagnetic survey of British Columbia and the adjacent Pacific Ocean; Publications of the Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, v. 44(14), p. 323-379.

Harms, T.A.
1986: Structural and tectonic analysis of the Sylvester Allochthon, northern British Columbia: implications for paleogeography and accretion; Ph.D. thesis, University of Arizona.

Hill, D.P.
1972: Crustal and upper-mantle structure of the Columbia Plateau from long range seismic-refraction measurements; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1639-1648.

Hillebrandt, A. Von
1981: Faunas de ammonites del Liásico Inferior y Médio (Hettangiano hasta Pliensbachiano) de America del sur (excluyendo Argentina); in Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur, W. Volkheimer and E.A. Musacchio (ed.), II Congreso Latinamericano de Paleontologia, v. 2, p. 499-538.

Horn, J.R., Clowes, R.M., Ellis, R.M., and Bird, D.N.
1984: The seismic structure across an active oceanic/continental transform fault zone; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 3107-3120.

Horner, R.B.
1983: Seismicity in the St. Elias region of northwestern Canada and southeastern Alaska; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 73, p. 1117-1137.

Hutton, V.R.S., Gough, D.I., Dawes, G.J.K., and Travassos, J.
1987: Magnetotelluric soundings in the Canadian Rocky Mountains; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 90, p. 245-263.

Hyndman, R.D.
1963: Electrical conductivity inhomogeneities in the Earth's upper mantle; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver.
1976: Heat flow measurements in the inlets of southwestern British Columbia; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 337-349.

Hyndman, R.D. and Hyndman, D.W.
1968: Water saturation and high electrical conductivity in the lower continental crust; Earth and Planetary Science Letters, v. 4, p. 427-432.

Hyndman. R.D., Lewis, T.J., Wright, J.A., Burgess, M., Chapman, D.S., and Yamano, M.
1982: Queen Charlotte fault zone: heat flow measurements; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1657-1669.

Hyndman, R.D., Riddihough, R.P., and Herzer, R.
1979: The Nootka fault zone - a new plate boundary off western Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 58, p. 667-683.

Igo, H. et al.
1985: Biostratigraphical studies of conodonts and radiolarians in chert formations of the Cordilleran geosyncline; in Report of Research carried out by the Oversea Scientific Research Fund of the Ministry of Education, Science and Culture, H. Igo (ed.), Japanese Government Nos. 58041013 and 59043013. March 25, 1985.

Ingham, M.R., Gough, D.I., and Parkinson, W.D.
1987: Models of conductive structure under the Canadian Cordillera; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 88, p. 477-485.

Irving, E. and Yole, R.W.
1972: Paleomagnetism and kinematic history of mafic and ultramafic rocks in fold mountain belts; Publications of the Earth Physics Branch, Energy, Mines and Resources, Ottawa, v. 42, p. 87-95.

Jacoby, W.R.
1970: A refraction profile across the southern Cordillera; Abstract, EOS, Transactions of the American Geophysical Union, v. 51, p. 356.

Jeletzky, J.A.
1965: Late Upper Jurassic and Early Lower Cretaceous fossil zones of the Canadian western Cordillera, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 103, 70 p.
1970: Cretaceous macrofaunas; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.), Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1, p. 649-662.

Jessop, A.M. and Judge, A.S.
1971: Five measurements of heat flow in southern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 711-716.

Jessop, A.M., Souther, J.G., Lewis, T.J., and Judge, A.S.
1984: Geothermal measurements in northern British Columbia and southern Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 599-608.

Johnson, S.H. and Couch, R.W.
1970: Crustal structure in the North Cascade Mountains of Washington and British Columbia from seismic refraction measurements; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 60, p. 1259-1269.

Johnson, S.H., Couch, R.W., Gemperle, M., and Banks, E.R.
1972: Seismic refraction measurements in southeast Alaska and western British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1756-1765.

Jones, D.L., Howell, D.G., Coney, P.J., and Monger, J.W.H.
1983: Recognition, character and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America; in Accretion Tectonics in the Circum-Pacific Regions; H. Hashimoto and S. Uyeda (ed.), Terra Scientific Publishing Co., Tokyo, p. 21-35.

Kanasewich, E.R., Clowes, R.M., and McCloughan, C.H.
1969: A buried Precambrian rift in western Canada; Tectonophysics, v. 8, p. 513-527.

Kanmera, K., Ishii, K., and Toriyama, R.
1976: The evolution and extinction patterns of Permian fusulinaceans; in Geology and Palaeontology of southeast Asia, Teiichi Kobayashi, and Wataru Hashimoto (ed.), v. 17, p. 129-154.

Kay, M.
1951: North American geosynclines; Geological Society of America, Memoir 48, 143 p.

Keen, C.E. and Hyndman, R.D.
1979: Geophysical review of the eastern and western continental margins of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.

King, P.B.
1969: Tectonic Map of North America, 1:5,000,000; United States Geological Survey.

Kozur, H. and Mostler, H.
1979: Beiträge zur Erforschung der mesozoischen Radiolarien. Teil 3: Die Oberfamilien Actinommacea Haeckel 1862, emend., Artiscacea Haeckel, 1882, Multiarcusellacea nov. der Spumellaria und triassische Nassellaria; Geologisch - Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, v. 9 (1/2), p. 1-132.

Kurtz, R.D., DeLaurier, J.M., and Gupta, J.C.
1986: A magnetotelluric sounding across Vancouver Island detects the subducting Juan de Fuca Plate; Nature, v. 321, p. 596-599.

Lajoie, J.L. and Caner, B.
1970: Geomagnetic induction anomaly near Kootenay Lake - a strike slip feature in the lower crust?; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1568-1579.

Lambert, A. and Caner, B.
1965: Geomagnetic "depth sounding" and the coast effect in western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 2, p. 485-509.

Law, L.K. and Riddihough, R.
1971: A geographical relation between geomagnetic variation anomalies and tectonics; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1094-1106.

Leblanc, G. and Wetmiller, R.J.
1974: An evaluation of seismological data available for the Yukon Territory and the Mackenzie valley; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1435-1454.

Lewis, T.J., Jessop, A.M., and Judge, A.S.
1985: Heat flux measurements in southwestern British Columbia: the thermal consequences of plate tectonics; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1262-1273.

Mabey, D.R., Zeitz, I., Eaton, G.P., and Kleinkopf, M.D.
1978: Regional magnetic patterns in part of the Cordillera in the western United States; in Cenozoic Terranes and Regional Geophysics of the Western Cordillera, R.B. Smith and G.P. Eaton (ed.), Geological Society of America, Memoir 152, p. 93-106.

Mackie, D.J., Dehler, S.A., Clowes, R.M., and Ellis, R.M.
1985: Lithospheric structure of the Queen Charlotte Islands - Hecate Strait region from onshore-offshore seismic studies; Abstract, Canadian Society of Exploration Geophysicists/Canadian Geophysical Union Joint Annual Meeting, p. 69.

MacLeod, N.S., Tiffin, D.L., Snavely, P.D., and Currie, R.G.
1977: Geological interpretation of magnetic and gravity anomalies in the Strait of Juan de Fuca, U.S.-Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 223-238.

Mair, J.A. and Lyons, J.A.
1976: Seismic reflection techniques for crustal structure studies; Geophysics, v. 41, p. 1272-1290.

Majorowicz, J.A. and Jessop, A.M.
1981: Regional heat flow patterns in the western Canadian sedimentary basin; Tectonophysics, v. 74, p. 209-238.

Majorowicz, J.A., Jones, F.W., Lam, H.L., and Jessop, A.M.
1984: The variability of heat flow both regional and with depth in southern Alberta, Canada - effect of groundwater flow; Tectonophysics, v. 106, p. 1-29.

Mamet, B.L.
1976: An atlas of microfacies in Carboniferous carbonates of the Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Bulletin 255, 131 p.

McMechan, G.A. and Spence, G.D.
1983: P-wave velocity structure of the Earth's crust beneath Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 742-752.

Mereu, R.F., Majumdar, S.C., and White, R.E.
1977: The structure of the crust and upper mantle under the highest ranges of the Canadian Rockies from a seismic refraction survey; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 196-208.

Miller, H.G.
1973: An analysis of geomagnetic variations in western British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Milne, W.G.
1967: Earthquake epicentres and strain release in Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 1-18.

Milne, W.G. and White, W.R.H.
1960: A seismic survey in the vicinity of Vancouver Island, British Columbia; Dominion Observatory Publication, No. 24, p. 145-154.

Milne, W.G., Rogers, G.C., Riddihough, R.P., McMechan, G.A., and Hyndman, R.D.
1978: Seismicity of western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1170-1193.

Monger, J.W.H. and Berg, H.C.
1984: Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska; in Lithotectonic Terrane Maps of the North American Cordillera; N.J. Silberling and D.L. Jones (ed.), United States Geological Survey, Open File Report 84-523.

Monger, J.W.H. and Ross, C.A.
1971: Distribution of fusulinaceans in the western Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 259-278.

Monger, J.W.H., Clowes, R.M., Price, R.A., Simony, S.P., Riddihough, R.P., and Woodsworth, G.J.
1985: Corridor B-2: Juan de Fuca plate to Alberta plains; Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect #7.

Monger, J.W.H., Souther, J.G., and Gabrielse, H.
1972: Evolution of the Canadian Cordillera: a plate tectonic model; American Journal of Science, v. 272, p. 577-602.

Nichols, R.M. and Silberling, N.J.
1979: Early Triassic (Smithian) ammonites of paleo-equatorial affinity from the Chulitna terrane, south-central Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 1121-B.

Orchard, M.J.
1983: *Epigondolella* populations and their phylogeny and zonation in the Norian (Upper Triassic); Fossils and Strata, no. 15, p. 177-192.

Pakizer, L.C. and Zeitz, I.
1965: Transcontinental and upper mantle structure; Reviews of Geophysics, v. 3, p. 505-520.

Perez, O.J. and Jacob, K.H.
1980: Tectonic model and seismic potential of the eastern Gulf of Alaska and Yakataga seismic gap; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 7132-7150.

Pessagno, E.A. Jr. and Blome, C.D.
1980: Upper Triassic and Jurassic Pantanellinae from California, Oregon and British Columbia; Micropaleontology, v. 26(3), p. 255-273, pl. 1-11.

Pessagno, E.A. Jr. and Poisson, A.
1981: Lower Jurassic radiolaria from the Gumuselu Allochthon of southwest Turkey (Taurides Occidentales); Bulletin of the Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, no. 92, 1979, p. 47-69, pls. 1-15.

Pessagno, E.A. Jr. and Whalen, P.A.
1982: Lower and Middle Jurassic radiolaria (Multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B.C.; Micropaleontology, v. 28(2), p. 111-169.

Pessagno, E.A. Jr., Blome, C.D., and Longoria, J.F.
1984: A revised radiolarian zonation for the Upper Jurassic of western North America; Bulletin of American Paleontology, v. 87(320), 51 p.

Pessagno, E.A. Jr., Blome, C.D., Carter, E.S., MacLeod, N., Whalen, P.A., and Yeh, K.
in press: Part II, Preliminary Radiolarian Zonation for the Jurassic of North America; in Studies of North American Jurassic Radiolaria, Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication No. 23, p. 1-18.
Pham van Ngoc
1978: Magnetotelluric prospecting in the Mount Meager geothermal region (British Columbia); Earth Physics Branch, Open File 78-6E.
1980: Magnetotelluric survey of the Mount Meager region and of the Squamish Valley (British Columbia); Earth Physics Branch, Open File 80-80E.
Potter, C.J., Allemdinger, R.W., Hauser, E.C., and Oliver, J.E.
1987: COCORP deep seismic reflection traverses of the U.S. Cordillera; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 89, p. 99-104.
Raff, A.D. and Mason, R.G.
1961: Magnetic survey of the west coast of North America, 40°N to 52°N; Geological Society of America Bulletin, v. 72, p. 1267-1270.
Riddihough, R.P.
1977: A model for recent plate interactions off Canada's west coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 384-396.
1979: Gravity and structure of an active margin - British Columbia and Washington; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 350-363.
1982: Contemporary movements and tectonics on Canada's west coast: a discussion; Tectonophysics, v. 86, p. 319-341.
Riddihough, R.P. and Seemann, D.A.
1982: Juan de Fuca Plate Map: JFP-8 Gravity anomaly 1:2,000,000; Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources (Pacific Geoscience Centre), Sidney, British Columbia.
Riddihough, R.P., Beck, M.E., Chase, R.L., Davis, E.E., Hyndman, R.D., Johnson, S.H., and Rogers, G.C.
1983: Geodynamics of the Juan de Fuca Plate; in Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, R.S.J. Cabre (ed.), Volume 9, Geodynamics Series, American Geophysical Union, Washington, D.C., 5-21.
Rogers, G.C.
1983: Seismotectonics of British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 247 p.
Rogers, G.C. and Auld, D.R.
1985: The Juan de Fuca Terrane Map; EOS, Transactions, American Geophysical Union, v. 66, p. 1361.
Ross, C.A.
1967: Development of fusulinid (Foraminiferida) faunal realms; Journal of Paleontology, v. 41, p. 1341-1354.
1969: Upper Paleozoic fusulinacea: *Eowaegingella* and *Wedekindellina* from Yukon Territory and giant *Parafusulina* from British Columbia; Contributions to Canadian Paleontology, Geological Survey of Canada, Bulletin 182, p. 129-134.
1973: Carboniferous Foraminiferida; in Atlas of Palaeobiogeography, A. Hallam (ed.), Amsterdam, Elsevier Science Publishing Company, p. 127-132.
Ross, C.A. and Ross, J.R.P.
1981: Late Paleozoic faunas around the Paleopacific margin; in Evolution Today, G.G.R. Scudder and J.L. Reveal (ed.), Proceedings of the Second International Congress of Systematic and Evolutionary Biology, p. 425-440.
1983: Late Paleozoic accreted terranes of western North America; in Pre-Jurassic Rocks in Western North American Suspect Terranes, C.H. Stevens (ed.), Pacific Section of Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, p. 7-22.
1985: Carboniferous and Early Permian biogeography; Geology, v. 13, p. 27-30.
Roy, R.F., Blackwell, D.D., and Birch, F.
1968: Heat generation of plutonic rocks and continental heat flow provinces; Earth and Planetary Science Letters, v. 5, p. 1-12.
Rozovskaya, S.E.
1975: Sostav, sistema i filogeniya otryada Fusulinida; Akademiya Nauk SSSR, Trudy Paleontologolicheskogo Instituta, v. 149, 267 p.
Rusmore, M.E. and Cowan, D.S.
1985: Jurassic-Cretaceous rock units along the southern edge of the Wrangellia terrane on Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1223-1232.
Savage, N.M.
1985: Silurian (Llandovery - Wenlock) conodonts from the base of the Heceta Limestone, southeastern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 711-727.
Shor, G.G., Jr.
1962: Seismic refraction studies off the coast of Alaska: 1956-1957; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 52, p. 37-57.
Silberling, N.J. and Jones, D.L.
1983: Paleontologic evidence for the northward displacement of Mesozoic rocks in accreted terranes of the western Cordillera; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 8, p. 62.
Silberling, N.J., Jones, D.L., Coney, P.J., and Plafker, G.
1984: Lithotectonic terrane maps of the North American Cordillera; N.J. Silberling and D.L. Jones (ed.), United States Geological Survey, Open File Report 84-523.
Souther, J.G.
1970: Volcanism and its relationship to recent crustal movements in the Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 553-568.
Speed, R.C.
1979: Collided Paleozoic microplate in the western United States; Journal of Geology, v. 87, p. 279-292.
Spence, G.D., Clowes, R.M., and Ellis, R.M.
1985: Seismic structure across the active subduction zone of western Canada; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 6754-6772.
Stacey, R.A.
1973: Gravity anomalies, crustal structure, and plate tectonics in the Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 615-628.
Stacey, R.A. and Steele, J.
1970: Gravity Map Series 120 and 121 - Strait of Georgia and Juan de Fuca Strait; Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.
Stacey, R.A. and Stephens, L.E.
1969: An interpretation of gravity measurements on the west coast of Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 463-474.
Stacey, R.A., Boyd, J.B., Stephens, L.E., and Burke, W.E.F.
1973: Gravity measurements in British Columbia; Gravity Map Series 152-155; Publications of the Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa.
Stephenson, R. and Lambeck, K.
1985: Isostatic response of the lithosphere with in-plane stress: application to central Australia; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 8581-8588.
Sutherland Brown, A., Cathro, R.J., Panteleyev, A. and Ney, C.S.
1970: Metallogeny of the Canadian Cordillera; Canadian Institute of Mining Transactions, LXXIV, p. 121-145.
Sweet, W.C.
1985: Conodonts: those fascinating little whatzits; Journal of Paleontology, v. 59, p. 484-494.
Taber, J.J. and Smith, S.W.
1985: Seismicity and focal mechanisms associated with the subduction of the Juan de Fuca Plate beneath the Olympic Peninsula, Washington; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 75, p. 237-249.
Tatel, H.E. and Tuve, M.A.
1955: Seismic exploration of a continental crust; Geological Society of America, Special Paper 62, p. 35-50.
Taylor, D.G., Callomon, J.H., Hall, R., Smith, P.L., Tipper, H.W., and Westermann, G.E.G.
1984: Jurassic ammonite biogeography of western North America, the tectonic implications; in Jurassic-Lower Cretaceous Biochronology and Biogeography of North America, G.E.G. Westermann (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 121-124.
Tempelman-Kluit, D.J.
1979: Transported cataclasite, ophiolite and granodiorite in Yukon: evidence of arc-continent collision; Geological Survey of Canada, Paper 79-14, 27 p.
Tiffin, D.L. and Riddihough, R.P.
1977: Gravity and magnetic survey off Vancouver Island, 1975; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada Paper 77-1A, p. 311-314.
Tipper, H.W.
1984: The allochthonous Jurassic-Lower Cretaceous terranes of the Canadian Cordillera and their relation to correlative strata of the North American craton; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Biogeography of North America, G.E.G. Westermann (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 113-141.
Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270, 71 p.

Tipper, H.W., Woodworth, G.J., and Gabrielse, H.
1981: Tectonic Assemblage Map of the Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Map 1505A.
Tozer, E.T.
1970: Marine Triassic faunas; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1, p. 663-640.
1982: Marine Triassic faunas of North America: their significance for assessing plate and terrane movements; Geologische Rundschau, v. 71, p. 1077-1104.
Vine, F.J.
1968: Magnetic anomalies associated with mid-ocean ridges; in History of the Earth's Crust, R.A. Phinney (ed.), Princeton University Press, Princeton, p. 73-89.
Vine, F.J. and Wilson, J.T.
1965: Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Island; Science, v. 150, p. 485-489.
Von Bitter, P.H., Sandberg, C.A., and Orchard, M.J.
in press: Phylogeny, speciation and palaeoecology of the Early Carboniferous (Mississippian) conodont genus Mestognathus; Royal Ontario Museum, Life Sciences Contributions.
Walcott, R.I.
1967: The Bouguer anomaly map of southwestern British Columbia; University of British Columbia, Institute of Earth Sciences, Scientific Report 15.
Wheeler, J.O.
1970: Summary and discussion; in Structure of the southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 6, p. 155-166.
Wheeler, J.O. and Gabrielse, H.
1972: The Cordilleran structural province; in Variations in Tectonic Styles in Canada, R.A. Price and R.J.W. Douglas (ed.); Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 1-81.
White, W.H.
1959: Cordilleran tectonics in British Columbia; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 43, p. 60-100.
White, W.R.H. and Savage, J.C.
1965: A seismic refraction and gravity study of the Earth's crust in British Columbia; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 55, p. 463-486.
White, W.R.H., Bone, M.N., and Milne, W.G.
1968: Seismic refraction surveys in British Columbia, 1964-1966: a preliminary interpretation; American Geophysical Union, Geophysical Monograph 12, p. 81-93.
Wickens, A.J.
1977: The upper mantle of southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1100-1115.
Wilson, J.T.
1965: Transform faults, oceanic ridges and mantle anomalies southwest of Vancouver Island; Science, v. 150, p. 482-485.
Yao, A.
1983: Late Paleozoic and Mesozoic Radiolarians from Southwest Japan; in Siliceous Deposits in the Pacific Region, A. Iijima, J.R. Heim and R. Siever (ed.), Elsevier Publishing Company; Amsterdam, Oxford, New York, p. 361-375.
Yole, R.W. and Irving, E.
1980: Displacement of Vancouver Island: paleomagnetic evidence from the Karmutsen Formation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, no. 9, p. 1210-1228.
Yorath, C.J. and Hyndman, R.D.
1983: Subsidence and thermal history of Queen Charlotte Basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 135-159.
Yorath, C.J., Clowes, R.M., Sutherland Brown, A., Brandon, M.T., Massey, N.W.D., Green, A.G., Spencer, C., Kanasewich, E.R., and Hyndman, R.D.
1985a: LITHOPROBE - Phase I: Southern Vancouver Island: Preliminary analyses of reflection seismic profiles and surface geological studies; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada Paper 85-1A, p. 543-554.
Yorath, C.J., Green, A.G., Clowes, R.M., Sutherland Brown, A., Brandon, M.T., Kanasewich, E.R., and Spencer, C.
1985b: LITHOPROBE, southern Vancouver Island: Seismic reflection sees through the Juan de Fuca Plate; Geology, v. 13, p. 759-762.
Yorath, C.J., Hyndman, R.D., and Clowes, R.M.
1987: Structure and accretion style of the modern convergent margin of western Canada, Joint Annual Meeting, Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Saskatoon, Program with Abstracts, 12, p. 102.
Zelt, B.C., Ellis, R.M., Brown, J., Hajnal, Z., and Stephenson, R.
1987: Crustal structure of the Peace River Arch from a refraction survey; Abstract, Canadian Society of Exploration Geophysicists National Convention, p. 47.

Adresse des auteurs

H. Gabrielse
J.W.H. Monger
J.O. Wheeler
M.J. Orchard
H.W. Tipper
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

J.F. Sweeney
Commission géologique du Canada
601 rue Booth
Ottawa, Ontario
K1A 0E8

C.J. Yorath
R.G. Currie
J.M. DeLaurier
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

P.L. Smith
Department of Geological Sciences
University of British Columbia
Vancouver, British Columbia
V6T 2B4

R.A. Stephenson
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

C.A. Ross
J.R.P. Ross
Chevron USA, Incorporated
P.O. Box 1635
Houston, Texas
U.S.A. 77251

E.S. Carter
58335 Timber Road
Vernonia, Oregon
U.S.A. 97064

ADDENDA

Remarque concernant les radiolaires

D'après leur contenu en radiolaires, on sait maintenant que l'intervalle d'âges des roches types du terrane de Cache Creek dans le sud de la Colombie-Britannique s'échelonne du Carbonifère au Jurassique précoce ou moyen. Les radiolaires indiquent également, dans le cas du terrane de Bridge River, un intervalle d'âges qui va du Mississippien au Jurassique moyen; c'est une des plus longues périodes connues de sédimentation de strates contenant des radiolaires (F. Cordey, communication personnelle, 1991).

Imprimé au Canada

Chapitre 3

LE PALÉOMAGNÉTISME ET SES IMPLICATIONS TECTONIQUES

- Résumé
- Introduction
- Terranes
  - Cénozoïque
  - Crétacé
  - Jurassique précoce et Trias tardif
  - Paléozoïque tardif
  - Résumé et discussion des données pour le Phanérozoïque
    - Cénozoïque
    - La Basse Colombie-Britannique : une miniplaque possible
    - Basculement ou translation après le Crétacé moyen
    - Rotations
    - Déplacements et ambiguïté quant à l'hémisphère d'origine
    - Atténuation tectonique
    - Réaimantation
- Domaine de l'avant-pays
  - Précambrien
  - Crétacé
- Références

Chapitre 3

LE PALÉOMAGNÉTISME ET SES IMPLICATIONS TECTONIQUES

E. Irving et P.J. Wynne

RÉSUMÉ

Les études paléomagnétiques dans la Cordillère canadienne ont débuté à la fin des années 50. Au cours des deux dernières décennies, des travaux ont été faits pour déterminer les déplacements relatifs et les rotations, en particulier dans les terranes du Domaine intermontagneux et du Domaine insulaire et, dans une moindre mesure, dans le Protérozoïque et le Crétacé du Domaine de l'avant-pays.

Les résultats obtenus sur les roches du Néogène confirment le caractère bipolaire moyen du paléochamp géomagnétique et indiquent que, sauf dans les îles de la Reine-Charlotte, il n'y a eu depuis le milieu du Tertiaire ni basculement, ni rotation, ni déplacement horizontal paléomagnétiquement détectables par rapport au craton, et ce dans la majeure partie de la Cordillère. Les roches du Paléogène révèlent habituellement d'importantes rotations, mais aucun déplacement latitudinal appréciable.

Au Crétacé, les paléopôles déterminés sur des roches de la Cordillère occidentale sont principalement regroupés dans l'Atlantique Nord, tandis que les paléopôles déterminés sur des roches du craton sont regroupés au nord-ouest de l'Alaska. Un grand nombre de paléopôles ont été déterminés sur des roches plus anciennes bien datées dans les terranes accrétés, toutes d'après des réaimantations datant probablement du Crétacé moyen. Ces données, une fois appliquées aux reconstitutions des déplacements de la plaque pacifique, suggèrent que les superterranes intermontagneux et insulaire pourraient avoir constitué un fragment crustal cohérent («Basse Colombie-Britannique») au Crétacé moyen le long de la bordure orientale de la plaque Kula, à quelque 2 000 km au sud de sa position actuelle. Le déplacement vers le nord de la Basse Colombie-Britannique, entre le Crétacé moyen et l'Éocène, accompagné d'une rotation horaire, s'est terminé par son accrétion au protocontinent nord-américain; c'est alors que la plaque Kula a perdu son individualité et que s'est fixée la position approximative actuelle de la limite entre les plaques pacifique et américaine. Les résultats obtenus sur les roches crétacées du Domaine de l'avant-pays révèlent un échantillonnage insuffisant pour permettre d'évaluer la variation paléoséculaire.

Les roches du Jurassique inférieur et du Trias ont fourni des résultats pour la Wrangellie, la Stikinie et la Quesnellie; on observe partout des rotations importantes et variables. En raison des inversions du paléochamp magnétique, l'hémisphère d'origine est incertain. Dans l'hypothèse de paléolatitudes Nord, les déterminations faites sur des roches du Jurassique inférieur de la Wrangellie sont impossibles à distinguer de celles du Trias supérieur, et les déplacements en cause sont considérablement inférieurs à ceux indiqués par les aimantations du Crétacé. De plus, les données suggèrent que la Wrangellie constituait au Mésozoïque précoce un terrane beaucoup plus compact qu'aujourd'hui et qu'avant leur accrétion, la plupart des terranes étaient presque aussi rapprochés les uns des autres qu'ils le sont actuellement.

Les roches du Permien inférieur de la Stikinie suggèrent des paléolatitudes qui ne sont pas significativement différentes de leur position actuelle; en revanche, elles indiquent des rotations importantes. Ces données, avec les résultats obtenus pour le Mésozoïque, indiquent que les superterranes intermontagneux et insulaire ont leur origine dans l'hémisphère Nord, à leur position actuelle par rapport à l'Amérique du Nord ou un peu au sud. Les données paléomagnétiques ne permettent ni de confirmer ni d'infirmer leur collision avec l'Amérique du Nord ou leur accrétion à ce continent à cette époque. Entre le Jurassique précoce et le Crétacé moyen, les terranes se sont déplacés en groupe («Basse Colombie-Britannique») vers le sud, pour ensuite se diriger vers le nord et finalement s'accréter au continent nord-américain à l'Éocène.

Les roches du Protérozoïque du Domaine de l'avant-pays septentrional fournissent des paléopôles qui pourraient faire partie d'une boucle de migration polaire et qui semblent indiquer l'absence de rotation en masse des nappes de charriage pendant leur mise en place.

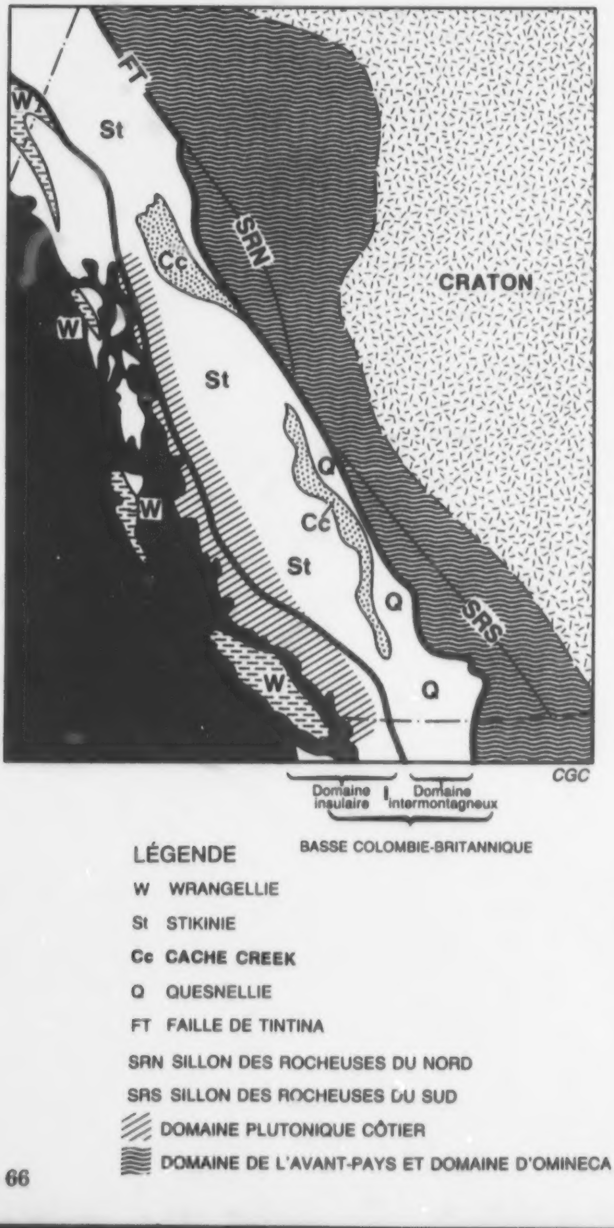
Irving, E. et Wynne, P. J.
1991: Le paléomagnétisme et ses implications tectoniques; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 3, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

INTRODUCTION

L'étude de l'aimantation rémanente des roches (paléomagnétisme) peut servir à illustrer certains traits généraux de la tectonique cordillérienne. Elle permet en particulier, dans certaines conditions, de déterminer les déplacements absolus des divers terranes et leurs déplacements relatifs par rapport au craton. Si des déplacements importants se sont produits entre deux localités données, les pôles paléomagnétiques (paléopôles) observés dans des roches d'âges comparables à ces deux endroits seront différents (Runcorn, 1956; Irving, 1956). L'hypothèse fondamentale veut que le comportement moyen du champ géomagnétique, lorsqu'on le considère sur une période de

temps supérieure à 10 000 ans, peut être assimilé à celui d'un dipôle axial géocentrique, comme cela a été initialement démontré par Hospers (1955) pour le passé récent. Dans le cadre d'une étude donnée, la méthode permet de déterminer des rotations relatives de plus de 10° et des différences de latitude de 800 km ou plus. L'erreur expérimentale et l'incertitude dont les données sont entachées rendent difficile la détermination des déplacements de moindre ampleur, mais cela demeure possible lorsque les données proviennent d'un grand nombre d'unités lithologiques.

Les premières observations paléomagnétiques de la Cordillère canadienne effectuées par Du Bois (1959), qui a étudié des roches volcaniques du Cénozoïque tardif au Yukon et dans le nord de la Colombie-Britannique, indiquaient un paléopôle dont la position concordait avec celle du pôle géographique actuel. Ces observations confirmaient que dans cette région, le champ géomagnétique moyen du passé récent correspondait à celui d'un dipôle axial géocentrique. Dans la Cordillère nord-américaine, les premiers résultats paléomagnétiques discordants ont été obtenus par Cox (1957) sur les volcanites de Siletz, datant de l'Éocène, en Orégon. Cox n'a pas vu que l'effet avait une cause tectonique, comme on allait plus tard l'établir (Irving, 1964). L'actuel foisonnement de travaux remonte au début des années 70, à une époque où plusieurs laboratoires ont livré des résultats discordants (Beck et Noson, 1972; Packer et Stone, 1974; Irving et Yole, 1972). La présente synthèse fait état des résultats obtenus depuis pour l'orogène de la Cordillère canadienne et en particulier ceux de la Wrangellie, de la Stikinie, de la Quesnellie et du terrane de Cache Creek, ainsi que du Domaine côtier et du Domaine de l'avant pays (fig. 3-1A, B). Ces résultats sont reconsidérés à la lumière de la plus récente échelle géochronologique



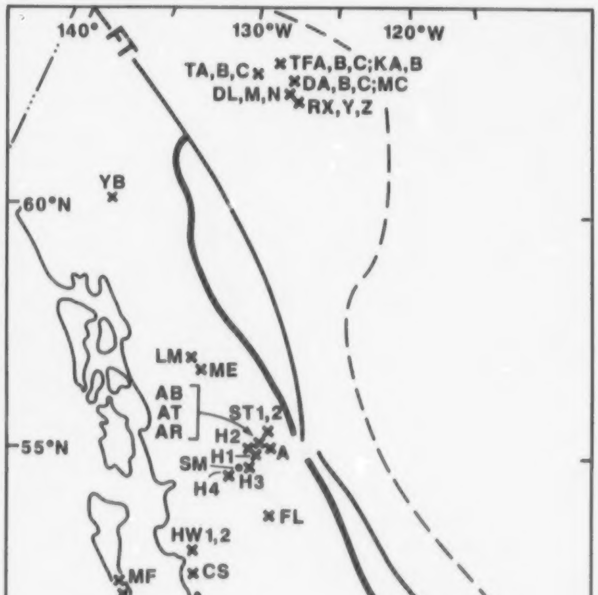


Figure 3-1. A) Unités tectoniques majeures de la Cordillère canadienne. À l'ouest se trouve la plaque pacifique, à l'est le craton avec sa marge déformée. Entre les deux, le superterrane composite dit «Basse Colombie-Britannique» se compose de deux superterranes, chacun formé de terranes plus petits. B) Localités paléomagnétiques énumérées au tableau 3-1. Les limites géologiques sont définies à la figure 3-1A.

(Kent et Gradstein, 1985), et de nouvelles interprétations sont proposées.

Le succès des études paléomagnétiques dépend de plusieurs conditions. D'abord, les aimantations rémanentes doivent être datées; l'aimantation peut être primaire et acquise au moment de la formation de la roche, ou secondaire (réaimantation) et acquise plus tard. Les aimantations primaires sont habituellement bien datées, ce qui n'est pas le cas des aimantations secondaires. De même que, très souvent, les datations radiométriques ne reflètent pas l'âge de formation des roches, environ la moitié des aimantations décrites dans la Cordillère canadienne sont probablement secondaires, c'est-à-dire acquises pendant un événement thermique, métasomatique ou métamorphique ultérieur. Deuxièmement, la direction de l'aimantation rémanente doit être mise en relation avec la paléohorizontale qui existait à l'époque où cette aimantation a été acquise. Dans les terranes principalement ignés de la Cordillère occidentale canadienne, l'attitude originale est souvent difficile à déterminer et il faut fréquemment s'en remettre à l'uniformité des mesures obtenues dans une région étendue. Cela dit, les aimantations secondaires ont souvent été acquises après la déformation, et les corrections de l'inclinaison ne sont généralement pas nécessaires. Troisièmement, les levés paléomagnétiques devraient couvrir une séquence chronologique suffisamment longue – de préférence 10 000 ans ou plus - pour permettre d'éliminer, par le calcul de moyennes, la variation paléoséculaire. Quatrièmement, il est important, pour fin de comparaison, d'obtenir des résultats précis et bien datés pour le craton adjacent.

Deux méthodes sont utilisées pour obtenir les paléopôles de référence. La première consiste à calculer les positions moyennes des paléopôles cratoniques représentatifs pour un intervalle de temps donné (habituellement de 10 Ma à 30 Ma), puis à faire la moyenne de ces positions. On peut soit considérer des intervalles individuellement, soit constituer une séquence d'intervalles et calculer des moyennes mobiles, de manière à produire une courbe de référence calibrée de la migration apparente du pôle pour le craton (Irving et Irving, 1982). Lorsqu'on l'applique à des données portant sur des intervalles où la migration apparente du pôle est rapide, cette méthode peut introduire un lissage non souhaité, mais seulement si l'intervalle pour lequel les moyennes sont calculées est trop long. Dans la deuxième méthode, des paléopôles correspondant à des intervalles beaucoup plus longs (environ 100 Ma) sont ajustés à de petits cercles, et les pôles eulériens (pôle de rotation à la surface d'une sphère) correspondants sont calculés suivant l'hypothèse que la trajectoire de la plaque supportant le continent était constante pendant 100 Ma, de sorte que les paléopôles tomberaient séquentiellement sur de petits cercles (Gordon et al., 1984). Les courbes de migration apparente du pôle obtenues par la deuxième méthode sont des courbes «modèles» qu'un modèle tectonique confine à de petits cercles. Cette méthode est contestable du fait que des changements importants dans la trajectoire des plaques se produisent à des intervalles beaucoup plus courts que 100 Ma (tous les 25 Ma d'après Engebretson, 1982). Elle pourrait également être remise en cause pour des raisons de principe. D'abord, il est peut-être illusoire de penser que l'on puisse documenter un intervalle de temps donné à partir de résumés ou de synthèses portant sur des roches dont la formation est de beaucoup antérieure ou postérieure à cet intervalle; et deuxièmement parce que l'hypothèse préjuge de la nature des processus étudiés. Dans la présente synthèse, les auteurs ont retenu l'idée fondamentale de la première des deux méthodes (les résultats sont ramenés à une moyenne pour un intervalle de temps donné); le lissage est minimisé en raccourcissant l'intervalle autant que le permet la précision de la datation géochronologique et biostratigraphique. L'approche est phénoménologique; les auteurs ont évité d'avoir recours à des modèles tectoniques pour les raisons déjà indiquées. Les données sur la Cordillère seront tout simplement comparées directement aux déterminations effectuées sur les roches cratoniques déposées pendant le même intervalle.

La figure 3-2 est une synthèse provisoire visant à illustrer schématiquement les paléodéplacements tenus pour admis dans la Cordillère. Des études géophysiques du fond océanique à l'ouest ont fourni des schémas globaux des mouvements des plaques, dans le cadre desquels ces déplacements peuvent s'inscrire (fig. 3-3). Les deux schémas représentent des hypothèses, mais servent néanmoins de toile de fond pour la discussion des données paléomagnétiques plus récentes.

La figure 3-2 distingue quatre stades dans l'évolution des relations entre les terranes. Initialement, la Wrangellie (dans le superterrane insulaire) se trouvait séparée de la Stikinie (dans le superterrane intermontagneux) d'une distance inconnue. Au Crétacé moyen, ces deux superterranes se sont soudés l'un à l'autre (fig. 3-2B). Ensemble, ces deux superterranes forment ce que Stone (1977) concevait et désignait par l'expression «Basse Colombie-Britannique» (Irving, 1985), exprimant l'idée que, pendant le Crétacé tardif et le Paléocène, la Basse Colombie-Britannique pourrait avoir eu avec l'Amérique du Nord une relation très comparable à celle qui existe aujourd'hui entre cette dernière et la Basse Californie. Le paléomagnétisme suggère que les deux superterranes étaient près l'un de l'autre au Trias et au Jurassique. Au Crétacé moyen, ils ont été soudés l'un à l'autre en un bloc lithosphérique ou mini-continent reconnaissable, événement marqué par un métamorphisme intense et par la mise en place de batholites granitoïdes le long de leur marge commune (le Complexe plutonique côtier). On pense que la Basse Colombie-Britannique a existé comme entité tectonique distincte depuis sa formation au milieu du Crétacé jusqu'au Paléocène, au moment où elle s'est soudée au craton nord-américain (fig. 3-2C). Cette hypothèse était basée sur des données paléomagnétiques, mais également sur les évidences géologiques d'une intense déformation s'étant poursuivie dans le Domaine de l'avant-pays jusqu'au Paléocène. Elle ne résolvait toutefois pas le problème de l'origine du Domaine d'Omineca, antérieurement au milieu du Crétacé.

Irving et al. (1980) ont signalé l'existence possible de cette plus grande entité, qu'ils ont décrite comme un «terrane combiné». Plus récemment, Chamberlain et Lambert (1985) ont utilisé le terme approximativement synonyme de «Cordillérie», qui englobe, en plus des superterranes insulaire et intermontagneux, certaines parties du Domaine d'Omineca et le «Bas Alaska». Cette dernière appellation désigne le superterrane déplacé de l'Alaska méridional, constitué du terrane «Péninsulaire», de la Wrangellie et du terrane de Chugach (Stone, 1977). Ils considèrent tous ces éléments comme s'étant accolés au

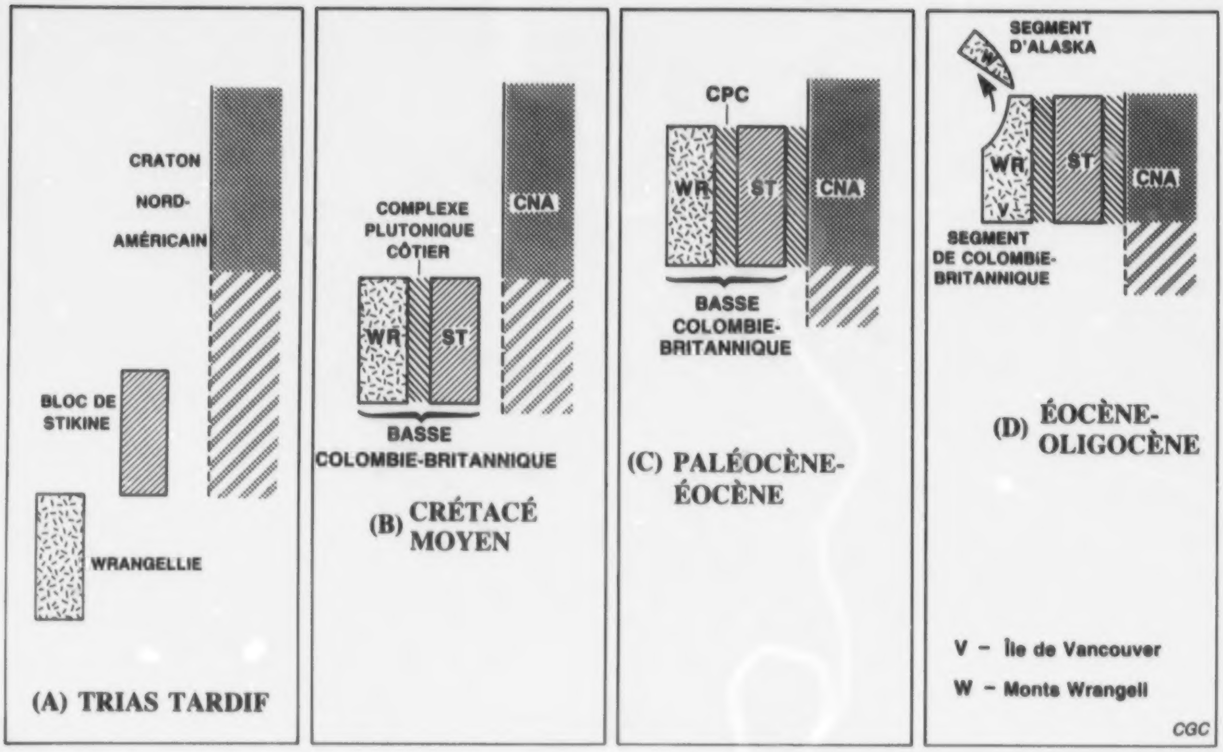


Figure 3-2. Reconstitution hypothétique, en quatre stades (A à D), de l'assemblage des principaux éléments tectoniques de la Cordillère canadienne telle qu'elle a été présentée en 1980 (Irving et al., 1980) sur la base de données paléomagnétiques. À comparer à la figure 3-22.

continent nord-américain, à peu près à la même époque. Les auteurs se rallient ici à l'idée que le Bas Alaska et la Basse Colombie-Britannique, bien qu'ayant pu constituer à l'origine une seule et même entité, se sont séparés au tout début du Tertiaire. Le Bas Alaska s'est ensuite déplacé vers le nord, son accolement au continent nord-américain étant postérieur à celui de la Basse Colombie-Britannique (fig. 3-2D).

Ces quatre stades d'évolution peuvent être corrélés, à titre provisoire et de manière qualitative, avec une séquence correspondante d'interactions du continent nord-américain et des plaques océaniques à l'ouest (Engebretson, 1982; Engebretson et al., 1985). La formation des terranes constitutifs (stade A) et leur réunion ultérieure pour former la Basse Colombie-Britannique (stade B) correspondent au déplacement de la plaque Farallon, principalement vers l'est, et à sa subduction sous le craton pendant le Jurassique et le Crétacé précoce (fig. 3-3A). Les terranes pourraient avoir été portés vers l'est par la plaque Farallon ou créés par son interaction avec le craton. Le déplacement vers le nord de la Basse Colombie-Britannique et son accolement au craton pourraient être attribuables à la convergence rapide et oblique de la plaque Kula par rapport à l'Amérique du Nord, au Crétacé terminal et au Tertiaire initial (fig. 3-3B). De même, le déplacement ultérieur du Bas Alaska vers le nord, avec la troncature et l'estompage de certains éléments occidentaux de la Basse Colombie-Britannique ont résulté du déplacement vers le nord-ouest de la plaque pacifique par rapport à l'Amérique du Nord au Tertiaire (fig. 3-3C). Les auteurs présentent ci-dessous une synthèse des données paléomagnétiques relatives à la Cordillère, afin d'évaluer le modèle présenté à la figure 3-2.

Depuis la rédaction du présent chapitre, en juillet 1986, de nombreuses données et interprétations nouvelles ont été présentées; le lecteur intéressé pourra se référer à Irving et Wynne (1990) et Irving et al. (1990) qui en présentent une revue.

TERRANES

Cénozoïque

Les résultats de DuBois (YB, fig. 3-4, tableau 3-1) et des données plus récentes recueillies dans les volcans-boucliers du mont Level et du mont Edziza relativement à la dernière période de 6 Ma (LM et ME, fig. 3-4 et tableau 3-1) indiquent des inversions de la polarité magnétique. Les paléopôles ne sont pas significativement différents du pôle géographique, ce qui confirme le caractère bipolaire moyen du paléochamp pendant le passé récent.

À l'exception d'un résultat obtenu au Complexe de Mount Barr avec un faible degré de précision (MB, tableau 3-1), les paléopôles déterminés sur des laves et roches

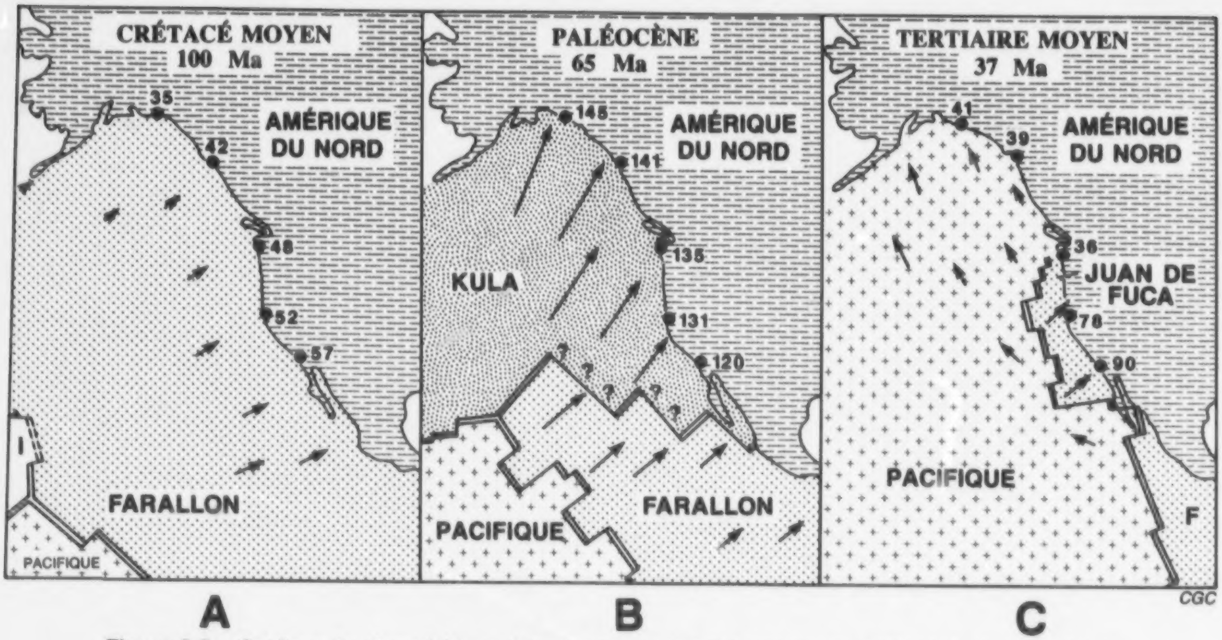


Figure 3-3. Configuration hypothétique des plaques au Crétacé moyen, au Paléocène et au Tertiaire moyen d'après Engebretson et al. (1985). L'Amérique du Nord est fixe et les flèches indiquent les directions relatives du déplacement des plaques océaniques. La longueur des flèches est proportionnelle à la vitesse. Les nombres indiquent la vitesse de déplacement (en mm/a) des plaques océaniques par rapport à la marge occidentale (fixe) de l'Amérique du Nord en 5 localités. I désigne la plaque Izanagi. À remarquer que la position de la limite entre la plaque Farallon et la plaque Kula est incertaine.

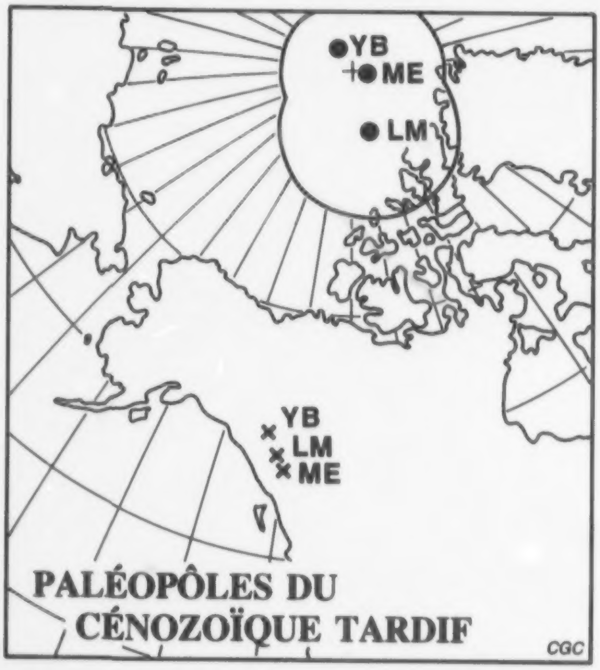


Figure 3-4. Paléopôles du Cénozoïque tardif. YB = basaltes du Tertiaire tardif au Yukon et dans le nord de la Colombie-Britannique; LM = mont Level; ME = mont Edziza. Indications détaillées au tableau 3-1.

intrusives du Tertiaire moyen dans la partie continentale de la Colombie-Britannique et de l'État de Washington adjacent, sont regroupés autour de la position déduite de l'étude des roches cratoniques (CB, HC, GS, GP, CP, BB, fig. 3-5). La réaimantation au Tertiaire moyen des roches du Crétacé fournit un paléopôle concordant (SPO). Cela signifie que dans la plus grande partie de la Cordillère canadienne, il n'y a eu ni basculement, ni rotation, ni déplacement horizontal paléomagnétiquement détectables par rapport au craton nord-américain depuis le Tertiaire moyen. Les divergences observées dans les îles de la Reine-Charlotte (Formation de Masset MF, et plutons post-tectoniques YP) sont considérables et semblent importantes en raison des inversions. Aucune correction de l'inclinaison n'ayant été apportée, les divergences pourraient être dues au basculement, à la rotation ou aux deux.

Les paléopôles dérivés d'aimantations (probablement des réaimantations du Tertiaire précoce) sur le flanc nord-nord-ouest de la «flexure de Hawkesbury» du Complexe plutonique côtier et dans la Suite granitique de Francois Lake (anciennement désignée sous le nom de «Intrusions de Topley») dans le centre nord de la Colombie-Britannique concordent avec les paléopôles déterminés à partir du craton (comparer les paléopôles HW2 et FLO à ceux dérivés du craton à la fig. 3-6). Le paléopôle (HW1) dérivé du flanc de la flexure de Hawkesbury dont la direction est la plus proche de l'ouest indique, malgré son imprécision, une rotation antihoraire au Tertiaire précoce qui est conforme au changement de la direction structurale (Symons, 1977a). Le paléopôle dérivé du gabbro d'East Sooke dans le sud de l'île de Vancouver (SG, fig. 3-6) se situe à gauche du groupe

Tableau 3-1. Liste des paléopôles. Les âges radiométriques sont indiqués lorsqu'ils sont disponibles. (h) et (b) indiquent que la position du paléopôle a été calculée avant ou après l'application d'une correction tenant compte de l'inclinaison géologique.

Unité lithologique		lat., long. (degrés)	A_{95}= (deg.)	réf.
RÉSULTATS OBTENUS POUR LE CÉNOZOÏQUE DANS LA CORDILLÈRE*				
YB	Basaltes du Tertiaire tardif au Yukon et en C.-B. (h)	85N, 150E	6	55
LM	Volcan-bouclier du mont Level, 6,5 à 1,0 Ma(h)	85N, 104W	7	1
ME	Volcan-bouclier du mont Edziza, 61 à 0,9 Ma (h)	89N, 032W	7	2
CB	Batholite de Chilliwack, 36 à 30 Ma (h)	88N, 093E	2	3
HC	Complexe de Hope, 41-35 Ma (h)	88N, 152W	6	4
GS	Batholites de Grotto et de Snoqualmie 27-15 Ma (h)	86N, 152W	5	5
SPO	Réaimantation dans les plutons de Spuzzum et de Porteau (h)	84N, 051W	7	22
MB	Complexe de Mount Barr, 21-16 Ma (h)	72N, 086W	14	4
CP	Laves du plateau de Cariboo, 13 à 10 Ma (h)	84N, 140W	5	6
GB	Culot gabbroïque (intrusion dans CP) (h)	85N, 147W	5	6
BB	Dykes basaltiques bruns, postérieurs au Miocène supérieur (h)	82N, 112W	16	7
MF	Formation de Masset, Miocène (h)	72N, 097W	11	8
YP	Plutons récents dans les îles de la R.-C., Miocène (h)	70N, 154W	8	8
SG	Stock d'East Sooke (h)	70N, 151E	6	9
HW1	Plutons de l'Éocène, flexure de Hawkesbury, flanc WNW (h)	44N, 139E	27	10
HW2	Plutons de l'Éocène, flexure de Hawkesbury, flanc NNW (h)	81N, 134W	9	10
FLO	Suite de Francois Lake, réaimantation (h)	75N, 176W	10	11,12
NVO	Volcanites de Nicola, réaimantation (h)	82N, 057E	8	51
RÉSULTATS OBTENUS POUR LE CRÉTACÉ SUR LE CRATON				
D	Dykes de lamprophyre, baie Notre Dame, moyenne de 129 Ma (h)	71N, 154W	4	41,13
Q	Collines Montérégiennes, 120-100 Ma (h)	72N, 169W	3	14,54
I	Diabase d'Isachsen, moyenne de 101 Ma (h)	65N, 180	14	15
A	Intrusions alcalines, Arkansas, 105-95 Ma (h)	65N, 173W	11	16
B	Formation de Niobrara, Montana, Coniacien-Maastrichtien (b)	66N, 168W	6	17,18
RÉSULTATS OBTENUS POUR LE CRÉTACÉ DANS LA CORDILLÈRE				
CV	Formation de Crowsnest, Albien (b)	78N, 108E	6	19
MS	Batholite de Mount Stuart, 95 Ma (h)	68N, 035E	5	20
HS	Plutons de Howe Sound, 100 Ma (h)	82N, 129W	12	30
CS	Plutons de Captains Cove et de Stephens, 109-102 Ma (h)	67N, 0	8	21
SP	Plutons de Spuzzum et de Porteau, 103-81 Ma (h)	65N, 015W	6	22
AX2	Intrusions d'Axelgold, 125-115 Ma (h)	64N, 012W	8	12,39
AX1	Intrusions d'Axelgold, 125-115 Ma (b)	76N, 033W	8	22,39
KY	Formation de Karmutsen, réaimantation (h)	70N, 015W	11	23
WI	voir la section sur le Trias-Jurassique ci-après			
CMA	Intrusion de Copper Mountain (AF), 192 Ma, réaimantation (h)	68N, 009W	8	24
GBA	Batholite de Guichon (AF), 198 Ma, réaimantation (h)	66N, 013E	12	25
QL	Volcanoclastites de Quesnel Lake, réaimantation (h)	62N, 015W	12	26
FL	Suite de Francois Lake (TH), 143-133 Ma (h)	58N, 122W	10	40
RÉSULTATS OBTENUS POUR LE TRIAS TARDIF ET LE JURASSIQUE PRÉCOCE SUR LE CRATON				
C1	Formation de Chinle, Nouveau-Mexique, Trias tardif (b)	58N, 079E	3	27
M	Cratère d'impact de Manicouagan, 212 Ma, Québec (h)	60N, 089E	5	28,29
RT1	C1 et M combinés	59N, 084E	12	
L	Formations de Los Tostras et d'Ischigualasto, Argentine, 224 Ma (b)	79N, 059E	15	46
P	Formation de Paramillos, Argentine, Trias moyen-tardif (b)	74N, 086E	14	47
RT2	C1, M, L et P combinés	64N, 099E	13	
RÉSULTATS OBTENUS POUR LE TRIAS TARDIF ET LE JURASSIQUE PRÉCOCE DANS LE PLATEAU DU COLORADO				
K	Formation de Kayenta, Utah, Jurassique précoce (b)	62N, 073E	3	33
W	Formation de Wingate, Utah, Jurassique précoce (b)	59N, 064E	3	32
C2	Formation de Chinle, Utah, Trias tardif (b)	61N, 064E	3	32

Tableau 3.1. (suite).

Unité lithologique		lat., long. (degrés)	A_{95}= (deg.)	réf.
RÉSULTATS OBTENUS POUR LE PERMIEN-TRIAS-JURASSIQUE DANS LA CORDILLÈRE OCCIDENTALE				
H1	Groupe de Hazelton (1), Jurassique précoce (b)	40N, 144E	29	12
H2	Groupe de Hazelton (2), Jurassique précoce (b)	17N, 175W	21	12
H3	Groupe de Hazelton (3), Jurassique précoce (b)	70N, 057E	19	12
BV	Groupe de Bonanza, Jurassique précoce (b)	22N, 154E	8	53
WI	Complexe de West Coast et Intrusions d'Island, Jurassique précoce (h)	74N, 013E	15	52
GBT	Batholite de Guichon, 200 Ma (h)	52N, 012E	7	43
CMT	Intrusion de Copper Mountain, 192 Ma (h)	57N, 012E	4	42
ST1	Groupe de Takla (1), Trias tardif (b)	38N, 133E	13	12
ST2	Groupe de Takla (2), Trias tardif (b)	24N, 146E	12	12
NV	Volcanites de Nicola (A), Trias tardif (b)	53N, 011E	6	51
KX1	Formation de Karmutsen (1), Trias tardif (b)	26N, 072E	11	23
KX2	Formation de Karmutsen (2), Trias tardif (b)	20N, 041E	5	23
KX	Formation de Karmutsen, grande moyenne, Trias tardif (b)	23N, 052E	6	23
AB	Basalte du Groupe d'Asitka, Permien précoce (b)	40N, 123E	7	31
AR	Rhyolite du Groupe d'Asitka, Permien précoce (b)	15N, 159E	3	31
AT	Tuf du Groupe d'Asitka, Permien précoce (b)	56N, 063E	8	31
RÉSULTATS OBTENUS POUR LE PRÉCAMBRIEN DANS LES MONTS MACKENZIE				
TFA	Formation de Tsezotene A	12N, 146E	5	44
TFB	Formation de Tsezotene B	23N, 162E	5	44
TFC	Formation de Tsezotene C	63N, 141W	6	44
TA	Filons-couches de diabase de Tsezotene A, 770 Ma (b)	01N, 139E	4	34,39
TB	Filons-couches de diabase de Tsezotene B (b)	01S, 141E	4	34,35
DA	Calcaire du Groupe de Little Dal A (b)	16S, 141E	3	35
DB	Calcaire du Groupe de Little Dal B (b)	03N, 138E	8	35
DC	Calcaire du Groupe de Little Dal C (b)	60N, 170E	9	35
MC	Formation à Polygones de dessiccation (Mudcrack)	09S, 143E	9	36
KA	Groupe de Katherine A	09N, 150W	6	45
KB	Groupe de Katherine B	17N, 164W	5	45
KC	Groupe de Katherine C	77N, 122W	6	45
CL	Laves du Groupe de Coates Lake L (b)	24N, 115E	6	37
CM	Laves du Groupe de Coates Lake M (b)	24N, 159E	13	37
CN	Laves du Groupe de Coates Lake N (b)	47N, 175E	6	37
RX	Groupe de Rapitan X, (?)	01S, 106W	4	38
RY	Groupe de Rapitan Y, (?)	66N, 163W	11	38
RZ	Groupe de Rapitan Z, (?)	05N, 149E	3	38
RÉSULTATS OBTENUS POUR LE PRÉCAMBRIEN DANS LES ROCHEUSES				
PE	Supergroupe de Purcell, Alberta (b)	24S, 145W	6	48
PB	Supergroupe de Purcell, Montana (b)	17S, 157W	0	49
PV	Supergroupe de Purcell, Formation de Spokane, Montana (b)	15S, 135W	5	50
PVO	Purcell, Formation de Spokane, réaimantation, Montana (b)	05N, 163E	8	50

* Ne sont pas inclus les résultats de l'étude, à l'échelle de reconnaissance, des masses ignées du Tertiaire disséminées dans l'île de Vancouver (Symons, 1971b). Références :

(1) Hamilton et Evans (1983). (2) Souther et Symons (1973). (3) Beck et al. (1982). (4) Symons (1973d). (5) Beske et al. (1973). (6) Symons (1969). (7) Symons (1968). (8) Hicken et Irving (1977). (9) Symons (1973c). (10) Symons (1977a). (11) Symons (1973a). (12) Monger et Irving (1980). (13) Lapointe (1979). (14) Foster et Symons (1979). (15) Larochelle et Black (1963). (16) Scharon et Hsu (1969). (17) Shive et Frerichs (1974). (18) Gordon et al. (1984). (19) Irving et al. (1986). (20) Beck et al. (1981a). (21) Symons (1977b) avec révisions dans Symons et al. (1986). (22) Irving et al. (1985). (23) KX1 est basé sur les directions NNW de la partie supérieure de la Formation de Karmutsen, KX2 sur les directions N de Schwartz et al. (1980) et Yole et Irving (1980) voir la figure 2-34, KX donné ici est la grande moyenne. (24) Symons (1973b). (25) Symons (1971a). (26) Rees et al. (1985). (27) Reeve et Helsley (1972). (28) Robertson (1967). (29) Larochelle et Currie (1967). (30) Symons (1973e). (31) Irving et Monger (1987). (32) Reeve (1975) in Gordon et al. (1984). (33) Steiner et Helsley (1974). (34) Park (1981a). (35) Park (1981b). (36) Park (1984). (37) Morris et Aitken (1982). (38) Morris (1977). (39) Armstrong et al. (1982). (40) Symons (1983a). (41) Prasad (1981). (42) Symons et Litalien (1984). (43) Symons (1983b). (44) Park et Aitken (1986b). (45) Park et Aitken (1986a). (46) Valencio et al. (1975). (47) Valencio (1972). (48) Evans et al. (1975). (49) Elston et Bressler (1980); la position du pôle est une moyenne pondérée des résultats obtenus dans les 10 formations étudiées. (50) Vittorelli et van der Voo (1977). (51) Symons (1985a). (52) Symons (1985b); moyenne des 4 aimantations observées dans ces 2 unités. (53) Irving et Yole (1986); données relatives à la coupe BV de 1 800 m; deux autres directions avec la même inclinaison mais des déclinaisons très différentes ont également été observées (BV2 et BV3 de la fig. 3-20) en deux autres localités. (54) Larochelle (1962). (55) Du Bois (1959).

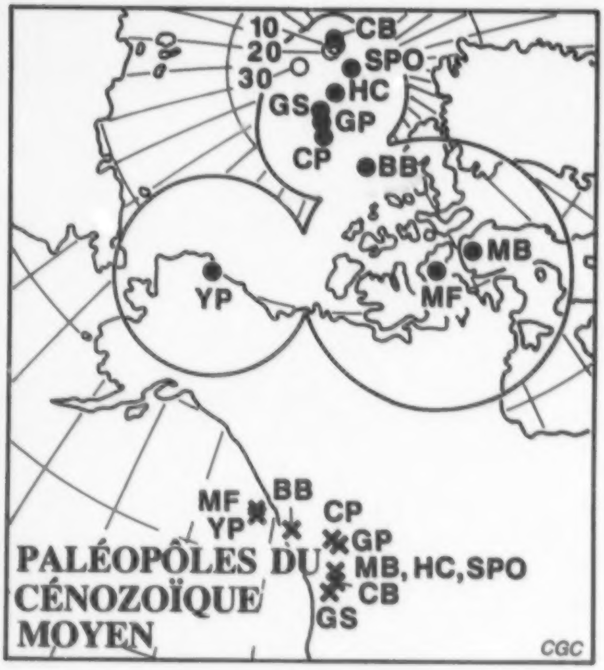


Figure 3-5. Paléopôles du Cénozoïque moyen. CB = batholite de Chilliwack; HC = complexe de Hope; GS = batholites de Grotto et de Snoqualmie; MB = Complexe de Mount Bar; CP = basaltes du plateau de Cariboo; GP = culot gabbroïque; BB = dykes de basalte brun; SPO = réaimantation dans les plutons de Spuzzum et de Porteau et dans leur auréole métamorphique; YP et MF = plutons tardifs et volcanites de Masset dans les îles de la Reine-Charlotte. Dans le cas des paéopôles MB et BB, l'erreur est importante et non restituée sur la carte. Les cercles évidés représentent les paléopôles cratoniques moyens à 10, 20 et 30 Ma, d'après Irving et Irving (1982). Indications détaillées au tableau 3-1.

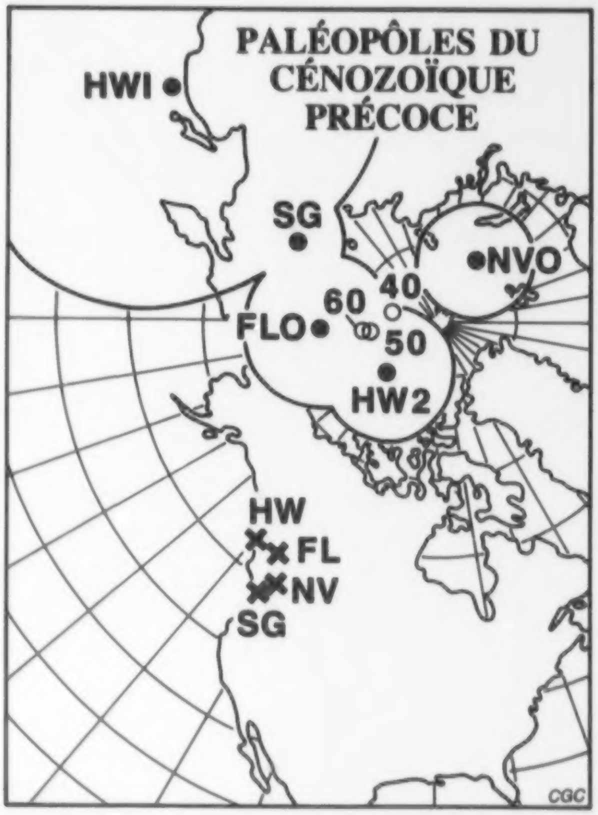


Figure 3-6. Paléopôles du Cénozoïque précoce. SG= gabbro d'East Sooke; HW=plutons éocènes de la flexure de Hawkesbury: HW1 = flanc de direction WNW et HW2 = flanc de direction NNW; FLO = Suite de Francois Lake; NVO = volcanites de Nicola, réaimantation. Les cercles évidés représentent les paléopôles cratoniques moyens à 40, 50 et 60 Ma, d'après Irving et Irving (1982). Indications détaillées au tableau 3-1.

principal, ce qui est attribuable soit à une rotation antihoraire, soit à un basculement postérieur à sa mise en place (Symons, 1973c). La paléohorizontale ne peut être déterminée aux sites d'échantillonnage, mais des pendages de 20 à 30° sont courants dans la région, de sorte que la thèse d'un basculement ne peut être exclue.

Bien que les données obtenues sur des roches du Tertiaire inférieur dans la Cordillère canadienne puissent indiquer des rotations, il n'existe actuellement aucune détermination précise de la paléolatitude. Néanmoins, les limites des déplacements latitudinaux possibles ont été établies d'après des données obtenues aux États-Unis. Les données abondantes tirées de l'Éocène des Coast Ranges des états de Washington et de l'Orégon (Siletzie) mettent en évidence des déplacements latitudinaux faibles ou nuls (mais des rotations appréciables) par rapport au craton (Simpson et Cox, 1977; Globerman et al., 1982; Wells et Coe, 1985). La Siletzie ne s'étant pas attachée solidement au Domaine insulaire au nord avant l'Oligocène, ces données ne limitent qu'approximativement les déplacements latitudinaux qui ont eu lieu au Tertiaire précoce dans la Cordillère canadienne. Des données plus déterminantes ont été obtenues sur des roches volcaniques de l'Éocène (55 à 48 Ma) immédiatement au sud de la frontière internationale, dans l'est de l'État de Washington. Ces roches volcaniques se sont accumulées sur la Quesnellie du Domaine intermontagneux (Fox et Beck, 1985). Des données tirées de cinq grabens concordent avec les paléolatitudes cratoniques et leur moyenne est très proche de la moyenne prévue (fig. 3-7). Certaines déterminations, en particulier celles qui ont été faites sur le graben Republic Sud, indiquent des rotations; sans indiquer de changement paléolatitudinal, elles mettent en évidence une rotation horaire variable d'un graben à l'autre, ce qui se conçoit fort bien vu le caractère extensif des mouvements tectoniques de l'époque. Ces données révèlent que le Domaine intermontagneux ne s'est pas déplacé en latitude par rapport au craton (ou a subi tout au plus un déplacement inférieur au seuil paléomagnétiquement déterminable) depuis l'Éocène.

Crétacé

Les aimantations remontant au Crétacé diffèrent de celles du Tertiaire. Les paléopôles du Crétacé moyen déterminés à partir des roches du craton sont concentrés juste au nord-ouest de l'Alaska (fig. 3-8). À l'exception de certaines inversions magnétiques observées dans les intrusions des collines montérégiennes (Q), toutes les aimantations présentent les traits habituels du superchron normal du Crétacé (118 à 83 Ma). Sauf dans le cas d'un résultat obtenu à partir de plutons le long du détroit de Howe au nord de Vancouver (Symons, 1973e), les positions des paléopôles déterminées dans la Cordillère occidentale sont fortement aberrantes, ce qui indique qu'il y a eu réaimantation ultérieure (voir SPO, tableau 3-1; Symons et al., 1986); ces paléopôles sont groupés dans la région de l'Atlantique Nord. Vus le nombre et la répartition géographique des résultats, il est peu probable que leur non-concordance avec les paléopôles cratoniques soit attribuable à une mauvaise approximation de la variation paléoséculaire. Certains des résultats sont bien datés, d'autres non. Des données proviennent de roches ayant fait l'objet de datations radiométriques (voir le tableau 3-1), notamment le Batholite de Mount Stuart dans l'État de Washington (MS), les plutons de Captains Cove et de Stephens dans l'ouest du Domaine côtier (CS), les plutons de Spuzzum et de Porteau dans le sud du Complexe plutonique côtier (SP) et l'intrusion d'Axelgold dans le terrane de Cache Creek (AX1). L'âge de ces massifs rocheux varie de 125 à 100 Ma, intervalle correspondant sensiblement à celui des échantillons cratoniques. Si aucune correction attitudinale n'est appliquée aux données tirées de l'intrusion d'Axelgold, la position du paléopôle dérivé (AX1) tombe à l'intérieur du

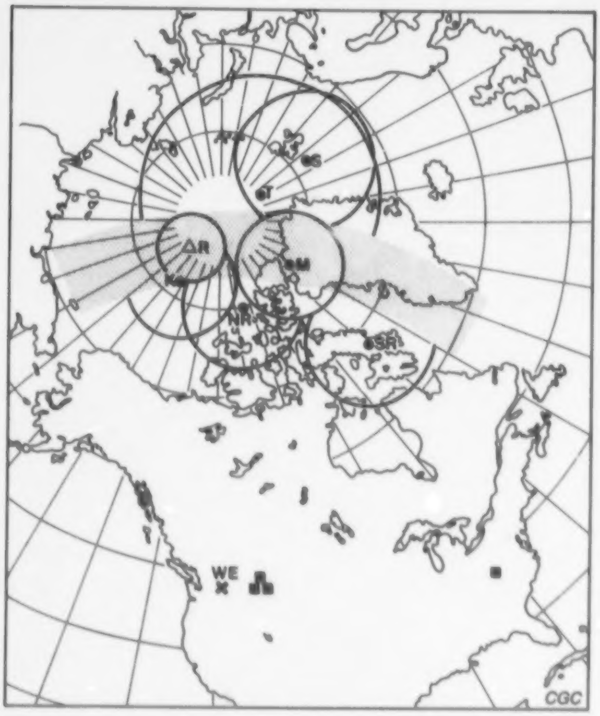


Figure 3-7. Les paléopôles dérivés de roches volcaniques de l'Éocène (53 à 48 Ma) dans l'est de l'État de Washington (Quesnellie) sont comparés au paléopôle de référence (R), dérivé des localités identifiées par des carrés pleins, pour le même intervalle. La région d'échantillonnage est désignée par WE. Données tirées de cinq grabens dispersés dans une zone de 120 km ayant pour centre 48,5°N, 119°W (Fox et Beck, 1985): K = graben Keller, 82°N, 150°W; NR = graben Republic Nord, 80°N, 106°W; S = linéament Spokane-Enterprise, 78°N, 6°E; SR = graben Republic Sud, 68°N, 60°W; T = graben Toroda, 84°N, 2°E; M = grande moyenne, 80°N, 52°W. R = (84°N, 171°W, k = 203, α_{95} = 7°) est calculé d'après les localités 29 à 32 (représentées par des carrés) couvrant l'intervalle de 50 à 47 Ma au tableau 1 de Irving et Irving (1982). Les paléopôles devraient se trouver dans la zone ombrée, s'il n'y avait pas eu de déplacement latitudinal. L'écart type est indiqué, de sorte que l'absence de chevauchement indique une différence importante à P = 0,05.

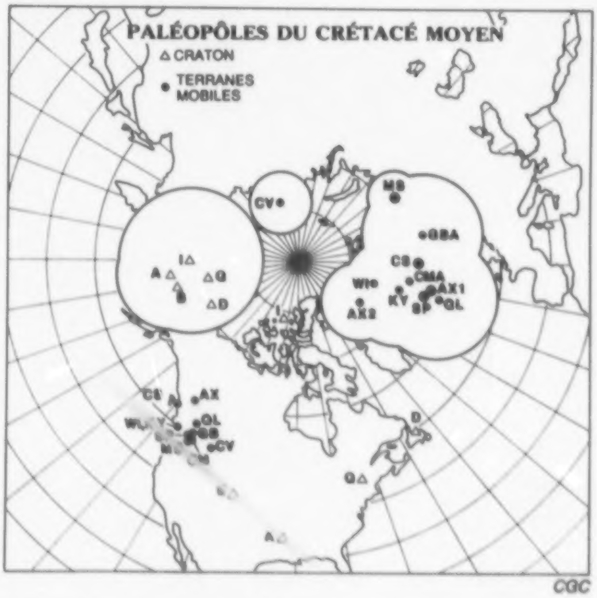


Figure 3-8. Paléopôles du Crétacé moyen. Résultats dérivés du craton: D=dykes de lamprophyre, Terre-Neuve; Q = intrusions des collines montérégiennes; I=diabase d'Isachsen; A = intrusions alcalines, Arkansas; B = Formation de Niobrara. Résultats dérivés de la Cordillère: CV = Formation de Crowsnest; MS = batholite de Mount Stuart; CS = plutons de Captains Coves et de Stephens; SP = plutons de Spuzzum et de Porteau; AX = intrusion d'Axelgold: AX1 par rapport à l'horizontale actuelle, AX2 par rapport au rubanement; KY = Formation de Karmutsen, réaimantation; WI=Complexe de West Coast et Intrusions d'Island, réaimantation; CMA= Intrusion de Copper Mountain, réaimantation; GBA = batholite de Guichon, réaimantation; QL = volcanoclastites de Quesnel Lake, réaimantation. À remarquer que parmi les données relatives à la Cordillère, MS, CS, SP et AX1 sont représentées par des symboles plus gros pour indiquer qu'elles ont fait l'objet de datations radiométriques. Indications détaillées au tableau 3-1.

principal groupe de déterminations. Le faible écart entre MS et le groupe principal peut s'expliquer par un basculement local pouvant atteindre plusieurs dizaines de degrés en direction du sud-ouest (Tabor dans Beck et al., 1981b). Les autres paléopôles sont basés sur des aimantations jugées secondaires de la Wrangellie (réaimantation KY de la Formation de Karmutsen; réaimantation WI du Complexe de West Coast et des «Intrusions d'Island» de l'île de Vancouver) et de la Quesnellie (intrusion de Copper Mountain CMA, Batholite de Guichon GBA, volcanoclastites de Quesnel Lake QL). Les réaimantations datent probablement du Crétacé moyen, parce qu'elles concordent étroitement avec d'autres déterminations et que les inversions caractérisant les roches plus anciennes et plus récentes en sont presque totalement absentes (Rees et al., 1985). Toutefois, les âges attribués ne sont ni certains ni généralement acceptés. Par exemple, Symons (1985b) est d'avis que WI est primaire et remonte au Jurassique précoce.

Les déterminations du Crétacé ont été faites dans des localités réparties à travers la Cordillère occidentale, de l'île de Vancouver au lac Quesnel, et de l'État de Washington au centre nord de la Colombie-Britannique. La concordance générale des paléopôles est un indice paléomagnétique de l'existence du superterrane de la Basse Colombie-Britannique au Crétacé moyen. Des indications géologiques montrent que la Quesnellie s'est soudée au Domaine d'Omineca au Jurassique et que, à supposer que le paléopôle QL soit bien daté, au moins une partie du Domaine d'Omineca était peut-être alors rattachée à la Basse Colombie-Britannique (Rees et al., 1985).

Aucune correction d'inclinaison n'a été apportée dans le positionnement des paléopôles du Crétacé moyen de la Cordillère à la figure 3-8 (sauf dans le cas de AX2), de sorte que la différence entre les paléopôles cordillériens et cratoniques pourrait être attribuable à un basculement régional uniforme de 30° vers le sud-sud-ouest ou au déplacement vers le nord (sur environ 2 000 km) et à la rotation (d'environ 60° dans le sens des aiguilles d'une montre) de la Basse Colombie-Britannique (Beck et al., 1981b; Irving et al., 1985). Un basculement régional systématique semble peu vraisemblable, mais ne peut pour le moment être écarté. Le déplacement et la rotation pourraient s'être accomplis indépendamment l'un de l'autre, suivant l'hypothèse du «roulement à billes» formulée par Beck (1980), ou solidairement par déplacement d'une seule et unique plaque quasi cohérente. La thèse des rotations et déplacements séparés est illustrée à la figure 3-9, où les résultats de la figure 3-8 sont convertis en paléolatitudes et reportés le long de la côte actuelle de l'Amérique du Nord. Bien que la bordure du continent au Crétacé moyen devait être différente de ce qu'elle est actuellement, c'est un moyen commode d'exprimer des déplacements paléolatitudinaux; ce qui constitue actuellement le littoral était essentiellement paléoméridional pendant le Mézosoïque. Un déplacement est simplement la différence entre la paléolatitude et la latitude actuelle, mesurée le long de la côte. La paléolongitude n'est pas déterminée et toute position parallèle aux lignes paléolatitudinales montrées à la figure 3-9 est conforme aux données. Les rotations apparentes sont représentées dans le carton. La paléolatitude du Batholite de Mount Stuart (MS) se trouve au sud des autres paléopôles; l'écart pourrait être dû à un basculement local. Tous les déplacements apparents se sont effectués depuis le sud et, comme le paléochamp était de polarité normale, il n'existe aucune ambiguïté quant au caractère boréal ou austral des paléolatitudes. Le déplacement moyen est d'environ 2 000 km et toutes les rotations sont de l'ordre de 60° dans le sens des aiguilles d'une montre.

Il y a une bonne concordance entre les paléopôles cordillériens, ce qui indique que, pendant le Crétacé, la Basse Colombie-Britannique s'est comportée comme une plaque unique et non comme un ensemble de petites plaques se comportant comme un «roulement à billes». Des déplacements internes peuvent s'être produits, mais ils étaient de deuxième ordre. La question suivante se pose donc: la Basse Colombie-Britannique était-elle une petite plaque distincte, ou se trouvait-elle rattachée à la marge d'une autre plaque de plus grande taille? Les positions des paléopôles déterminées à partir de la Basse Colombie-Britannique sont semblables à celles des paléopôles du Crétacé moyen déterminées sur des monts sous-marins de la plaque pacifique (fig. 3-10). Cette similitude ne veut pas dire pour autant que la Basse Colombie-Britannique faisait partie de la plaque pacifique, laquelle n'était pas en contact avec l'Amérique du Nord au Crétacé; elle signifie plutôt que le déplacement de la Basse Colombie-Britannique vers le nord s'est effectué de manière à peu près comparable à celui de la plaque pacifique et à celui de toutes les autres plaques de l'océan Pacifique, c'est-à-dire qu'il avait une importante composante de direction nord, alors que le continent nord-américain s'est généralement déplacé vers le sud depuis le Crétacé moyen.

La figure 3-11 montre la rotation de plaque nécessaire pour que concordent les paléopôles cordillériens avec les paléopôles cratoniques et pour produire les déplacements latitudinaux et les rotations représentés à la figure 3-9. Comme la longitude ne peut être fixée, il n'y a pas de solution unique. Si le déplacement de la Basse Colombie-Britannique s'est effectué le long de la côte, le pôle eulérien devait se trouver près de Chicago (EPA). Si le point de départ est décalé vers l'ouest, le pôle eulérien se déplace progressivement vers le sud (EPB) mais sa longitude est peu affectée. Il n'y a aucun indice de sédimentation océanique dans la Cordillère au Crétacé moyen, ni aucune indication nette de la présence d'un océan intermédiaire qui se serait fermé entre-temps. Il est raisonnable de supposer que le déplacement s'est effectué essentiellement de façon parallèle à la côte (fig. 3-12). Dans le temps, la limite la plus ancienne du déplacement est déterminée par l'âge des aimantations les plus jeunes, soit environ 90 Ma (tableau 3-1). La limite la plus récente dépasse certainement 30 ou 40 Ma (fig. 3-5 et 3-6, paléopôles CB et HC au tableau 3-1). Des études sur les roches de l'Éocène de la partie adjacente des États-Unis indiquent que le déplacement latitudinal était principalement, si non complètement, terminé à cette époque (fig. 3-6). Par conséquent, le déplacement de la Basse Colombie-Britannique vers le nord et sa mise en place à sa position actuelle par rapport au craton (stade B, fig. 3-2B) se sont effectués entre 85 Ma et 50 Ma, c'est-à-dire entre le Crétacé moyen et l'Éocène. Le déplacement a dû être à peu près conforme à celui de la plaque Kula (fig. 3-12), à plus forte raison si le point de départ est placé à l'ouest de la côte actuelle. Ainsi, la Basse Colombie-Britannique a été rattachée à la marge orientale de la plaque Kula au Crétacé terminal et au Tertiaire initial, sensiblement de la même façon que la Basse

Figure 3-9. Déplacements paléolatitudinaux (figurés par des flèches le long de la côte) et rotations (figurées dans le carton) par rapport au craton nord-américain, calculés d'après les aimantations du Crétacé moyen ou les aimantations (réaimantations) présumées dater du Crétacé moyen (énumérées par Irving et al., 1985). Les résultats dérivés des formations de Winthrop et de Midnight Peak (Crétacé supérieur) dans la cuvette de Methow, dans l'État de Washington (WM, Granirer et al., 1985), et de la Formation de MacColl Ridge (Crétacé sommital) dans les monts Wrangell sont inclus à des fins de comparaison (MR, Panuska, 1985; le paléopôle de référence utilisé est situé à 75°N, 170°W, ce qui est la position moyenne sur une période de 70 Ma; d'après Irving et Irving, 1982). Les désignations sont les mêmes qu'à la figure 3-8 et au tableau 3-1.

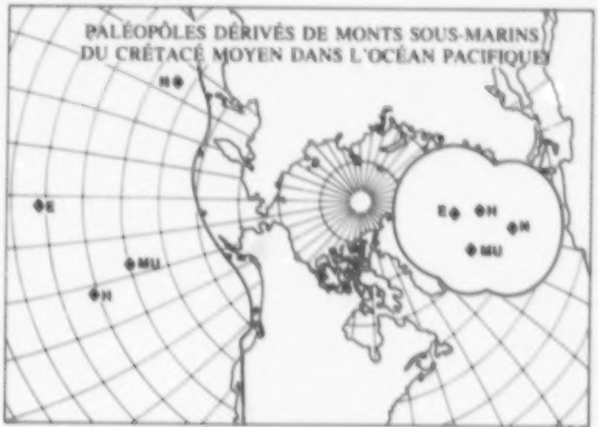


Figure 3-10. Paléopôles dérivés de monts sous-marins du Crétacé moyen dans l'océan Pacifique, d'après Harrison et al. (1975). E = monts sous-marins équatoriaux, position 8°N, 178°W - paléopôle 67°N, 5°W; monts sous-marins hawaiens, 19°N, 158°W - 60°N, 3°W; MU=monts sous-marins Musicians, 30°N, 163°W - 60°N, 21°W; N = monts sous-marins du nord du Japon 36°N, 146°E - 51°N, 8°W.

Californie est actuellement rattachée à la plaque pacifique. La plaque Kula s'est séparée de la plaque mère, la plaque Farallon, il y a environ 85 Ma (Woods et Davies, 1982) et s'est unie à la plaque pacifique il y a environ 50 Ma (Byrne, 1979). Le déplacement de la Basse Colombie-Britannique vers le nord a donc eu lieu à une époque où la plaque Kula existait encore. C'est dans cet intervalle que se situe le gros de la déformation du Domaine de l'avant-pays (fig. 3-1A); il est donc permis d'associer cette déformation à la collision oblique de la Basse Colombie-Britannique avec le craton, comme le suggèrent Chamberlain et Lambert (1985).

Les travaux effectués par Symons (1973a, 1983a) sur la Suite de Francois Lake dans la Stikinie (FLO), qui remonte au Crétacé précoce, indiquent un certain déplacement depuis le sud, mais aucune rotation (FL, tableau 3-1). Des résultats ont également été obtenus sur des roches du Crétacé dans les montagnes Rocheuses (CV); il en sera question plus avant dans ce chapitre, en même temps que d'autres données relatives au Domaine de l'avant-pays.

Les ambiguïtés qui subsistent, quant à l'inclinaison et au déplacement, dans les données relatives au Crétacé de la Cordillère canadienne ne pourront être levées de manière satisfaisante que lorsque seront disponibles des données sur les séquences stratifiées. Deux groupes de résultats obtenus récemment sur des roches sédimentaires de la partie adjacente des États-Unis jettent un certain éclairage sur la question. Le premier provient des roches sédimentaires du Crétacé supérieur de la cuvette de Methow, dans l'État de Washington (Granirer et al., 1985). L'aimantation de ces roches est postérieure à leur plissement , du moins en partie, et les résultats montrés à la figure 3-9 (WM) ont été obtenus en redressant les couches de la moitié de leur inclinaison apparente. Il subsiste des

Figure 3-11. Pôles eulériens possibles (EPA et EPB) pour la Basse Colombie-Britannique, entre 85 et 50 Ma environ.

Figure 3-12. Trajectoire de la Basse Colombie-Britannique au Crétacé terminal et au Tertiaire initial, déduite de la position EPA du pôle eulérien à la figure 3-11. Le choix de la migration dans le sens de la côte est arbitraire. D'autres trajectoires commençant plus loin à l'ouest sont également compatibles avec les données.

incertitudes quant à l'âge de l'aimantation et l'on ne peut écarter la possibilité, aussi mince soit-elle, d'un basculement régional. Le deuxième groupe de résultats (MR) a été obtenu sur des roches sédimentaires datant du Crétacé terminal dans les monts Wrangell (Panuska, 1985). Les deux groupes de résultats WM et MR concordent avec les données tirées de la Cordillère canadienne et corroborent l'hypothèse du déplacement. Les deux déterminations indiquent d'importantes rotations horaires. Il faut noter que les déterminations en WM et en MR ont été effectuées à partir de roches du Crétacé supérieur, alors que les autres résultats de la figure 3-9 sont dérivés d'aimantations datant probablement du Crétacé moyen.

Jurassique précoce et Trias tardif

Les paléopôles dérivés de roches du Jurassique inférieur sont comparés au pôle de référence (RJ) à la figure 3-13. Le champ de référence est basé sur des résultats tirés de datations radiométriques de tholéiites périatlantiques. Les roches se situent dans l'intervalle compris entre 185 Ma et 200 Ma et se comparent, quant à l'âge, aux roches du Jurassique inférieur étudiées dans la Cordillère. Les paléopôles déterminés d'après les roches du Jurassique inférieur du plateau du Colorado (K et W, tableau 3-1) sont déplacés vers l'ouest par rapport à ceux du craton, ce qui a fait supposer à Steiner (1984) que le plateau du Colorado pourrait avoir subi une rotation horaire par rapport au reste de l'Amérique du Nord. Ils ne sont pas utilisés dans l'estimation du champ de référence cratonique (Irving et Yole, 1987).

Des déterminations ont été effectuées à partir des roches du Groupe de Bonanza (BV) du Jurassique inférieur dans l'île de Vancouver (Wrangellie), du Groupe de Hazelton (H1, H2, H3) dans la Stikinie et de deux complexes intrusifs (Batholite de Guichon GBT et intrusions de Copper Mountain CMT de la Quesnellie). Les paléopôles obtenus sont très dispersés, impliquant des rotations variables (fig. 3-13). Une inversion du champ géomagnétique s'étant produite au Jurassique précoce, leur paléolatitude pourrait se situer au nord ou au sud du paléoéquateur. Présumées boréales, les paléolatitudes sont dispersées sur environ 20° (fig. 3-14). Les paléopôles BV, CMT et GBT (les deux derniers provenant d'intrusions n'ont pas de contrôle attitudinal) impliquent des déplacements depuis le sud de l'ordre de 10 à 15°. Les paléolatitudes déduites des roches du Groupe de Hazelton (H1, H2, H3) n'impliquent aucun déplacement majeur, mais elles sont de faible précision (tableau 3-1). Les déplacements dérivés de certaines unités atteignent parfois 1 000 km, sans jamais, cependant, dépasser la moitié des déplacements déduits du Crétacé moyen (comparer les figures 3-9, 3-14 et le tableau 3-2). Si, par ailleurs, on retient l'hypothèse de l'hémisphère austral, les déplacements postérieurs au Jurassique précoce seraient proportionnellement plus importants (fig. 3-14).

Le champ de référence du Jurassique précoce n'est pas très bien établi et la qualité ainsi que le nombre des déterminations tirées de la Cordillère canadienne sont insuffisants pour effectuer une comparaison précise. Un résultat obtenu sur des volcanites du Groupe de Bonanza dans l'île de Vancouver illustre bien le type d'ambiguïté que l'on peut rencontrer quand on discute d'une donnée individuelle. À la figure 3-15, des zones paléolatitudinales boréale et australe ont été tracées par rapport à la Pangée pour les roches volcaniques du Groupe de Bonanza; elles indiquent un déplacement, depuis le sud, de 9° ± 7 ou de 57° ± 7. Les données relatives au Crétacé moyen indiquent une position voisine de celle de l'actuelle Basse Californie (fig. 3-9). Ainsi, plusieurs trajectoires de déplacement de l'île de Vancouver peuvent être envisagées pour l'intervalle compris entre le Jurassique précoce et le Crétacé moyen (approximativement 145 Ma à 85 Ma). L'île de Vancouver pourrait s'être déplacée le long de la côte depuis la zone australe (CWS) ou depuis la zone boréale (CWN) jusqu'à sa position du Crétacé moyen (fig. 3-15). Elle pourrait avoir été apportée du Pacifique par la plaque Farallon, qui alors se déplaçait vers l'Amérique du Nord (fig. 3-3); les trajectoires pourraient alors être calculées d'après les rotations fournies par Engebretson et al. (1985). La trajectoire ne peut être retracée jusqu'au Jurassique précoce, en raison de l'absence d'anomalies magnétiques plus anciennes; il n'est donc pas possible d'établir une comparaison directe avec les paléolatitudes des roches du Groupe de Bonanza. L'ambiguïté «inclinaison-translation» contenue dans les données du Crétacé signifie que deux trajectoires sont possibles, une qui admet une position voisine de la Basse Californie au Crétacé tardif, et l'autre une position voisine de la partie nord de l'actuelle île de Vancouver. En remontant dans le temps, la première trajectoire se déplace vers la zone paléolatitudinale australe. La deuxième se situe à l'intérieur de la zone boréale. Il existe donc quatre manières différentes d'expliquer les résultats obtenus sur

cette unité lithologique. Il sera démontré un peu plus loin que la trajectoire CWN de la figure 3-15 est la plus probable.

Le paléochamp de référence du Trias tardif est imprécis, même si, jusqu'à tout récemment, on le considérait «assez bien fixé». L'incertitude actuelle découle principalement d'une récente modification à la baisse de l'échelle géochronologique, qui rapporte au Jurassique précoce des paléopôles (notamment ceux dérivés des tholéiites périatlantiques) qui auparavant étaient situés au Trias tardif (Irving et Yole, 1987). En conséquence, seulement deux résultats du Trias tardif sont disponibles pour le craton nord-américain, l'un provenant de la Formation de Chinle au Nouveau-Mexique (C1) et l'autre du cratère d'impact de Manicouagan (M) au Québec (tableau 3-1). Ailleurs dans la Pangée, des données proviennent des formations de Los Rostras et d'Ischigualasto (L) ainsi que de la Formation de Paramillos (P) en Argentine (tableau 3-1, fig. 3-16). Un paléopôle déterminé sur des roches du Trias supérieur du plateau du Colorado (C2, tableau 3-1) est déplacé vers l'ouest par rapport à ceux du craton et, en raison d'une rotation possible du plateau, ne sera pas utilisé ici. Les paléopôles sud-américains (P et L),

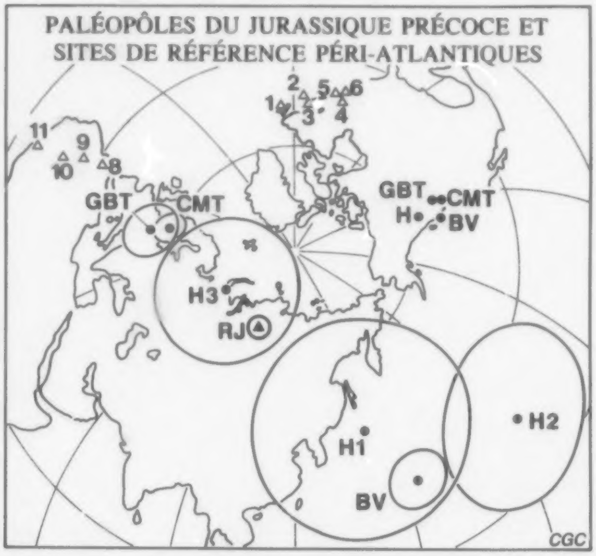


Figure 3-13. Paléopôles déterminés sur des roches du Jurassique inférieur de la Cordillère canadienne, comparés au paléopôle de référence RJ du craton nord-américain. H1, H2, H3 = Groupe de Hazelton; BV = volcanites de Bonanza; GBT = batholite de Guichon; CMT = intrusions de Copper Mountain; indications détaillées au tableau 3-2. Le paléopôle de référence RJ (68°N, 095°E A_{95} = 3°) est dérivé d'intrusions et de laves tholéiitiques périatlantiques datant de 200 à 185 Ma. Les localités où ont été obtenues les données cratoniques, représentées par des triangles évidés, sont les suivantes: 1) dyke transavalonien, Terre-Neuve (Hodych et Hayatsu, 1980); 2) dyke de Shelburne, Nouvelle-Écosse (Larochelle et Wanless, 1966); 3) Basalte de North Mountain, Nouvelle-Écosse (Larochelle, 1967; Carmichael et Palmer, 1968); 4) roches de la vallée du Connecticut (de Boer et Snider, 1979); 5) intrusions antérieures au plissement en Nouvelle-Angleterre (Smith et Noltimier, 1979); 6) roches intrusives de Newark, groupe le plus ancien (Beck, 1972); 8) roches intrusives du craton stable du Maroc; 9) dykes de la Mauritanie septentrionale; 10) dykes de la Mauritanie méridionale (8, 9, 10, Sichler et al., 1980); 11) dykes du Liberia (Dalrymple et al., 1975). Les données africaines ont été intégrées aux données nord-américaines par fermeture de l'Atlantique Nord. Des indications détaillées sont fournies au tableau 3-2 et dans Irving et Yole (1987).

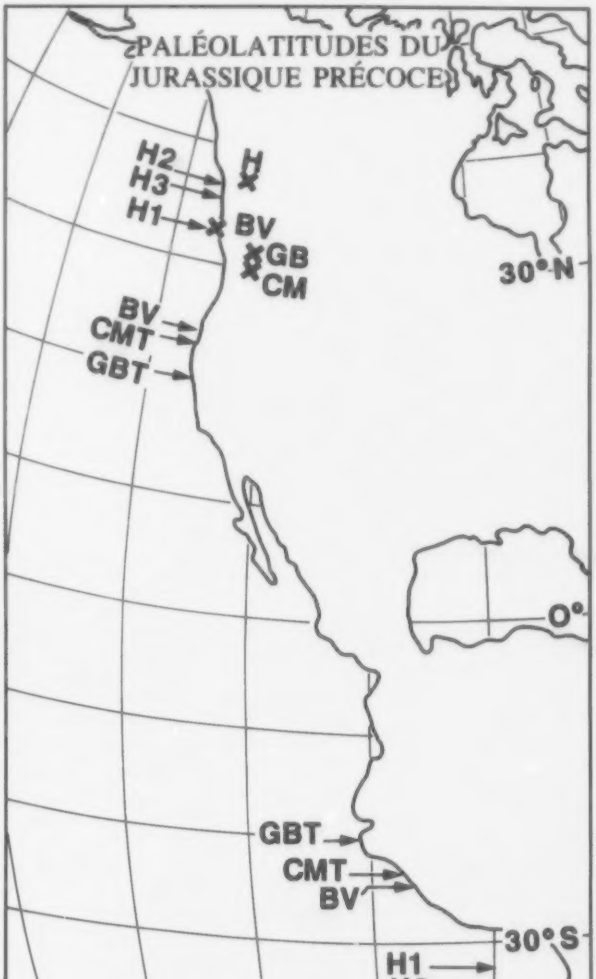


Figure 3-14. Carte des paléolatitudes du Jurassique précoce (par rapport au paléopôle de référence RJ donné dans Irving et Yole, 1987, et à la figure 3-13), montrant les déplacements observés pour les terranes de la Cordillère. Les désignations des symboles sont les mêmes qu'à la figure 3-13 et au tableau 3-2. Les positions possibles dans les hémisphères Nord et Sud sont indiquées le long de la côte occidentale de la Pangée.

Tableau 3-2. Déplacements et rotations déduits des données se rapportant aux roches du Jurassique, du Trias et du Permien

					Nord		Sud	
Unité lithologique		D°, I°	$\alpha°_{95}$	$\lambda°_p$	RPD°	RR°	RPD°	RR°
JURASSIQUE (RJ 68°N, 95°E, A_{95}=3°)								
H1	Groupe de Hazelton	114,-52	25	33	5 ± 18	-132 ± 22	70 ± 18	48 ± 22
H2	Groupe de Hazelton	242, 56	18	37	1 ± 14	100 ± 18	74 ± 14	-80 ± 18
H3	Groupe de Hazelton	359, 55	16	6	2 ± 12	-17 ± 15	73 ± 12	163 ± 15
BV1	Groupe de Bonanza	276, 42	6	24	9 ± 5	66 ± 5	57 ± 5	-114 ± 5
GBT	Batholite de Guichon	028, 36	7	20	12 ± 5	-43 ± 5	52 ± 5	137 ± 5
CMT	Intrusion de Copper Mtn.	030, 41	4	24	7 ± 3	-45 ± 4	54 ± 3	135 ± 4
TRIAS (RT1, n=2, 59°N, 84°E, A_{95}=12°)								
ST1	Groupe de Stuhini	300, 44	6	26	2 ± 12	43 ± 14	54 ± 12	-137 ± 14
ST2	Groupe de Stuhini	281, 38	7	21	6 ± 11	62 ± 13	49 ± 11	-118 ± 13
KX	Formation de Karmutsen	003,-33	6	18	3 ± 10	161 ± 11	39 ± 10	-19 ± 11
NV	Volcanites de Nicola	041, 47	6	29	- 8 ± 10	-54 ± 11	49 ± 10	126 ± 11
TRIAS (RT2, n=4, 64°N, 99°E, A_{95}=13°)								
T1	Groupe de Stuhini	300, 44	6	26	10 ± 12	38 ± 14	61 ± 12	-143 ± 14
T2	Groupe de Stuhini	281, 38	7	21	14 ± 11	57 ± 14	57 ± 11	-133 ± 14
KX	Formation de Karmutsen	003,-33	6	18	11 ± 11	± 13	47 ± 11	157 ± 13
NV	Volcanites de Nicola	041, 47	6	29	-1 ± 11	59 ± 12	57 ± 11	121 ± 12
PERMIEN (RP, n=12, 43°N, 126°E, A_{95}=4°)								
AB	Basalte du Groupe d'Asitka	129,-40	8	23	4 ± 5	1 ± 6	49 ± 5	179 ± 6

D°,I° désigne la déclinaison moyenne, $\alpha°_{95}$ son erreur (P = 0,05), $\gamma°_p$ la paléolatitude. DPR et RR désignent le déplacement paléolatitudinal relatif (positif à partir du sud) et la rotation relative (positive dans le sens antihoraire). Les erreurs ont été corrigées par la méthode de Demarest (1983). Les paléopôles cratoniques de référence sont donnés. «Nord» et «Sud» désignent l'hypothèse retenue quant à l'hémisphère d'origine.

après une rotation dans le cadre de référence nord-américain, sont déplacés par rapport aux paléopôles nord-américains. La différence semble réelle, mais sa signification n'est pas claire. L'écart pourrait être dû à des erreurs de datation, d'analyse paléomagnétique ou de reconstitution, ou encore attribuable à la présence de composantes non bipolaires à long terme du champ géomagnétique. La correspondance imparfaite des observations paléomagnétiques des hémisphères Nord et Sud est un problème de longue date qui n'a pas encore reçu de solution satisfaisante. Ainsi, deux paléopôles de référence ont été calculés: RT1, qui fait intervenir les données nord-américaines (C1 et M), et RT2, obtenu en combinant les données nord-américaines et sud-américaines (tableau 3-1). Les déplacements et rotations sont illustrés au tableau 3-2 et à la figure 3-17.

Des données sur le Trias ont été acquises dans la Formation de Karmutsen de l'île de Vancouver (KX), et dans deux coupes du Groupe de Stuhini (ST1, ST2) (anciennement le Groupe de Takla) de la Stikinie, dans le centre nord de la Colombie-Britannique (fig. 3-1B). Les paléopôles s'écartent beaucoup du paléopôle de référence, ce qui indique de très importantes rotations (tableau 3-2). Avec le paléopôle de référence RT2 et dans l'hypothèse de l'hémisphère Nord, les paléolatitudes correspondantes sont inférieures aux paléolatitudes prévues (fig. 3-17A). Les déplacements sont statistiquement non distinguables de ceux que l'on obtient dans l'hypothèse de l'hémisphère Nord pour le Jurassique précoce (comparer les fig. 3-14 et 3-17). Tous sont inférieurs aux déplacements déterminés pour le Crétacé moyen (comparer à la fig. 3-9). Dans l'hypothèse de l'hémisphère Sud, les déplacements sont inférieurs à ceux déterminés pour le Jurassique (fig. 3-14, tableau 3-2). Si l'on utilise le pôle de référence RT1, les déplacements moyens, à l'exception de ceux déterminés à partir du paléopôle NV, se sont tous effectués depuis le sud, mais ne sont pas individuellement importants. La concordance avec les résultats obtenus pour le Jurassique précoce est meilleure dans l'hypothèse de l'hémisphère Nord que dans celle de l'hémisphère Sud.

Paléozoïque tardif

Les données tirées du Groupe d'Asitka du Permien inférieur (fig. 3-18) sont basées sur 25 échantillons prélevés au hasard, qui couvrent une partie limitée de la stratigraphie; malgré tout, elles suffisent à mettre en évidence des rotations très importantes et variables (tableau 3-2). La paléolatitude (22°) n'est pas considérablement différente de celle prévue (27°), mais la moyenne est déplacée vers le sud (5° ± 6°). Les deux polarités sont présentes, mais l'une d'elles prédomine avec une inclinaison négative. En supposant que la polarité soit inverse, comme l'était généralement le champ magnétique au Permien, les données indiqueraient une paléolatitude boréale (Irving et Monger, 1987). Le déplacement déduit à partir d'observations sur

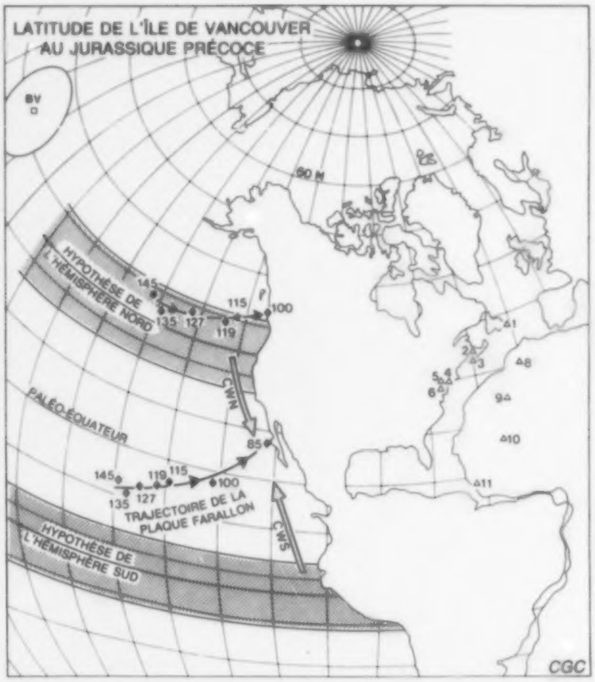


Figure 3-15. Déplacements possibles de l'île de Vancouver entre le Jurassique précoce et le Crétacé moyen (Irving et Yole, 1987). Le quadrillage du Jurassique précoce est tracé par rapport au paléopôle RJ du tableau 3-2 et basé sur les données indiquées dans la légende de la figure 3-13. Les trajectoires de l'île de Vancouver au Jurassique tardif et au Crétacé précoce ont été calculées en supposant que l'île a été transportée à travers le Pacifique sur la plaque Farallon en direction de l'Amérique du Nord. Sont également représentées d'autres trajectoires dans le sens de la côte, l'une partant de la zone des latitudes boréales (CWN) et l'autre de la zone des latitudes australes (CWS), et les deux aboutissant à la position du Crétacé moyen déterminée d'après les données de la figure 3-8.

les roches du Groupe d'Asitka peut être comparé au déplacement déterminé à partir des roches du Permien supérieur dans l'est des monts Klamath (Dekkas, fig. 3-19; Mankinen et al., 1984). Ces roches indiquent que la Stikinie et la partie orientale des monts Klamath étaient beaucoup plus proches l'une de l'autre qu'elles ne le sont actuellement, mais les erreurs sont telles qu'une dérive considérable est admissible. De toute manière, il n'est pas nécessaire d'admettre un déplacement important.

Résumé et discussion des données pour le Phanérozoïque

Les données présentées ci-avant suggèrent une modification de la figure 3-2 dans le sens indiqué à la figure 3-22. Au Mésozoïque précoce, les superterranes intermontagneux et insulaire sont maintenant rapprochés l'un de l'autre et se trouvent à une paléolatitude plus élevée, alors qu'au Crétacé ils se situent à une paléolatitude plus basse. Au

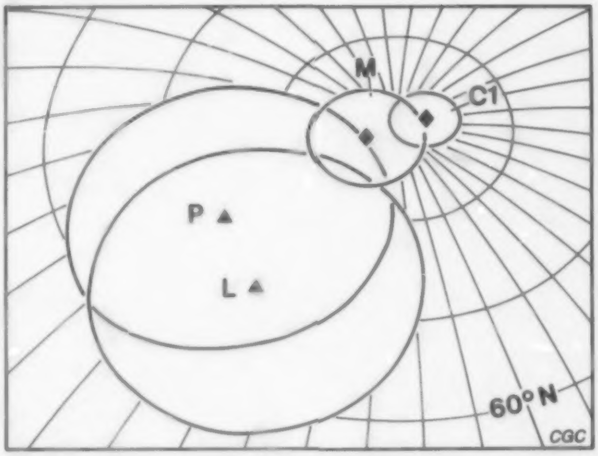


Figure 3-16. Paléopôles de référence du Trias. Le quadrillage est tracé par rapport à la moyenne des paléopôles M (Manicouagan) et C1 (Chinle). Les paléopôles P (Paramillos) et L (Los Rostras et Ischigualastro) de l'Amérique du Sud ont été ramenés dans le cadre de référence africain par une rotation de 57,5° autour du point 45,5°N, 32,2°W (Rabinowitz et LaBrecque, 1979), puis dans le cadre de référence nord-américain par rotation de -78,8° autour du point 66,2°N, 12,4°W (Le Pichon et al., 1977).

Cénozoïque la reconstitution est inchangée. Le déplacement régulier qui s'opérait depuis le sud par rapport à l'Amérique du Nord (fig. 3-2) est remplacé par un mouvement vers le sud du Jurassique moyen au Crétacé précoce, puis par un déplacement de plus grande amplitude vers le nord du Crétacé tardif au tout début du Tertiaire (fig. 3-21). La figure 3-22 ne représente pas la seule possibilité.

Cénozoïque

Les résultats obtenus pour le Cénozoïque montrent que les éléments tectoniques majeurs de la Colombie-Britannique étaient en place par rapport à l'Amérique du Nord au Tertiaire moyen. Rien n'indique qu'il se soit produit un déplacement latitudinal majeur depuis l'Éocène. Les divergences constatées dans les résultats sont confinées à la marge occidentale et pourraient tenir à des inclinaisons non détectées ou à des rotations possiblement causées par la troncature de la Basse Colombie-Britannique pendant le stade D (fig. 3-22D).

La Basse Colombie-Britannique: une miniplaque possible

La bonne concordance entre, d'une part, les résultats obtenus à partir des roches du Crétacé moyen dans la Cordillère occidentale au Canada et dans la partie adjacente des États-Unis et, d'autre part, les réaimantations qui peuvent raisonnablement être supposées du même âge, confirme l'idée que les principaux terranes étaient à cette époque réunis en une plaque cohérente (Basse Colombie-Britannique).

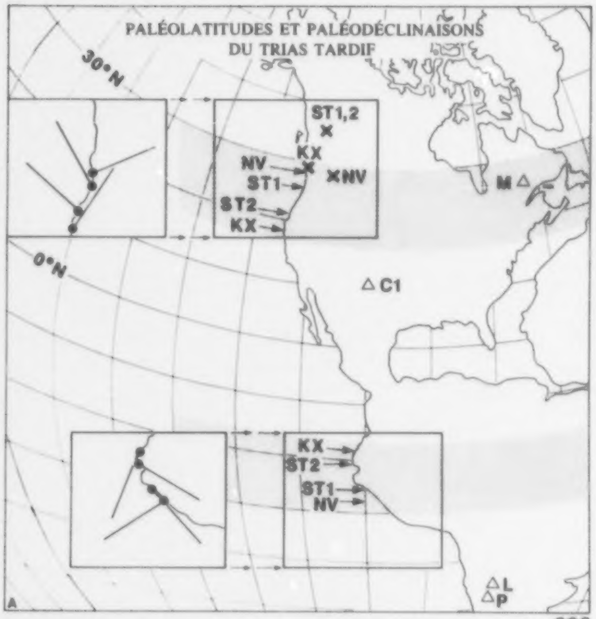


Figure 3-17. Autres cartes de paléolatitudes possibles pour le Trias tardif. En A) les quatre paléopôles de référence utilisés sont M, C1, L et P du tableau 3-1 et de la figure 3-16. Leur position moyenne (69°N, 108°E, k = 61, A_{95} = 12°) a été utilisée pour calculer le quadrillage. Les paléolatitudes des localités de la Cordillère sont tracées le long de la côte occidentale de la Pangée, et ce pour les hypothèses de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud. Il s'agit de: ST1, ST2 = Groupe de Stuhini; KX=Formation de Karmutsen; NV= Volcanites de Nicola (voir le tableau 3-1). Les rotations sont représentées dans les cartons. En B) le paléopôle utilisé est la moyenne de M et de C1 seulement.

Basculement ou translation après le Crétacé moyen

Les déterminations effectuées sur des roches intrusives du Crétacé dans le terrane de Cache Creek et à l'ouest de ce dernier (fig. 3-1) indiquent des déplacements depuis le sud sur des distances d'environ 2 000 km et une rotation d'environ 60° dans le sens des aiguilles d'une montre. Les données obtenues à partir de roches du Mésozoïque précoce dans la Quesnellie peuvent être interprétées comme résultant de réaimantations qui semblent remonter au Crétacé moyen. Si l'âge attribué à ces réaimantations est correct, la Quesnellie aurait subi un déplacement similaire. Géométriquement, ces résultats peuvent s'expliquer en admettant la rotation de la Basse Colombie-Britannique en une seule plaque lithosphérique autour d'un pôle eulérien situé à l'est (fig. 3-11). Il n'y a aucune ambiguïté quant à l'hémisphère d'origine, parce que les aimantations ont été pour la plupart acquises pendant le superchron normal du Crétacé. Pareil déplacement est conforme à l'idée qu'une partie de la déformation le long de la marge du craton (fig. 3-1) résulte de la collision oblique de la miniplaque avec le craton, comme l'ont suggéré Chamberlain et

Lambert (1985). Ce déplacement pourrait s'être produit lorsque la Basse Colombie-Britannique était encore rattachée à la plaque Kula (fig. 3-3). Le déplacement s'est produit entre environ 85 et 50 Ma. Les données canadiennes ne renferment aucune estimation directe de la paléohorizontale, ce qui constitue la principale faiblesse de l'argumentation; l'hypothèse se tient en raison de la cohérence des données sur une vaste étendue. Cependant, des données récentes tirées de roches sédimentaires stratifiées du Crétacé supérieur en Alaska et dans l'État de Washington confirment l'hypothèse du déplacement. D'autre part, il est admissible que la Basse Colombie-Britannique ait basculé d'environ 30° en direction du sud-ouest. Aucun indice géologique ne plaide actuellement de façon non équivoque en faveur de l'hypothèse d'un basculement. Dans les cas où la paléohorizontale peut être estimée, le paléopôle est amené en concordance, non pas avec le paléopôle cratonique, mais avec ceux de la Basse Colombie-Britannique (MS, fig. 3-8). Parmi les massifs étudiés, beaucoup ont une taille considérable; ce sont sans doute des batholites avec de profondes racines. Cela dit, la possibilité d'un basculement dans ces terranes tectoniquement fragmentés ne pourra être écartée tant que le contraire n'aura pas été démontré formellement à partir de déterminations sur des séquences stratifiées.

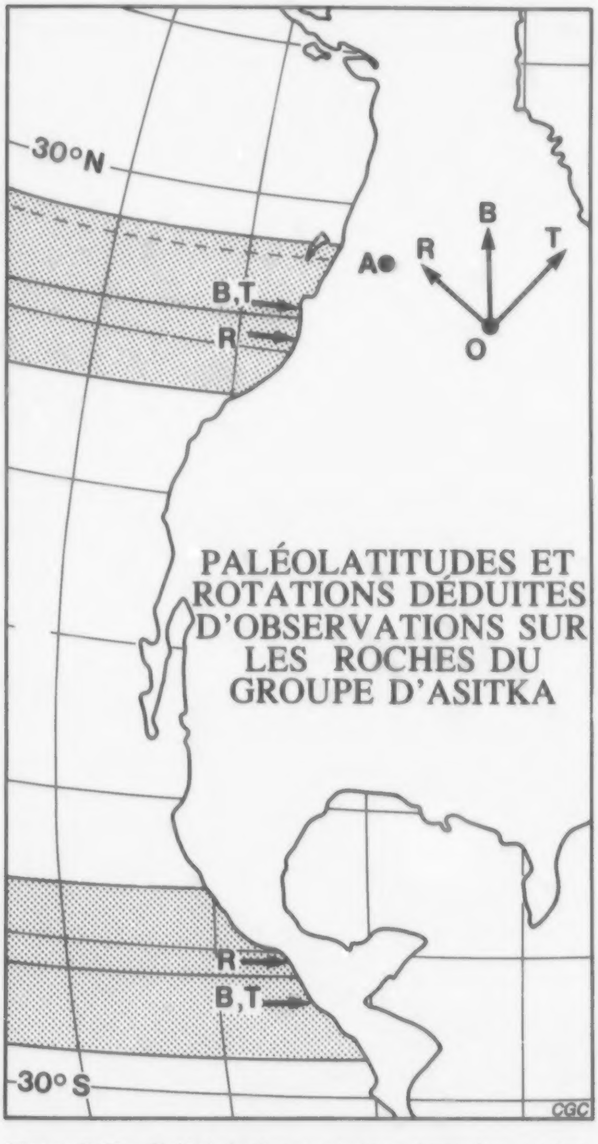


Figure 3-18. Paléolatitudes et rotations observées sur des roches du Permien inférieur de la Stikinie (Irving et Monger, 1987). A=position actuelle du Groupe d'Asitka. O = paléolatitude moyenne. R, B, T = composantes horizontales de l'aimantation (= paléonord) observées sur des rhyolites (R), des basaltes (B) et des tufs (T) en trois localités séparées par des failles dans le Groupe d'Asitka. Les flèches courtes indiquent les paléolatitudes déterminées séparément pour chacune de ces trois unités.

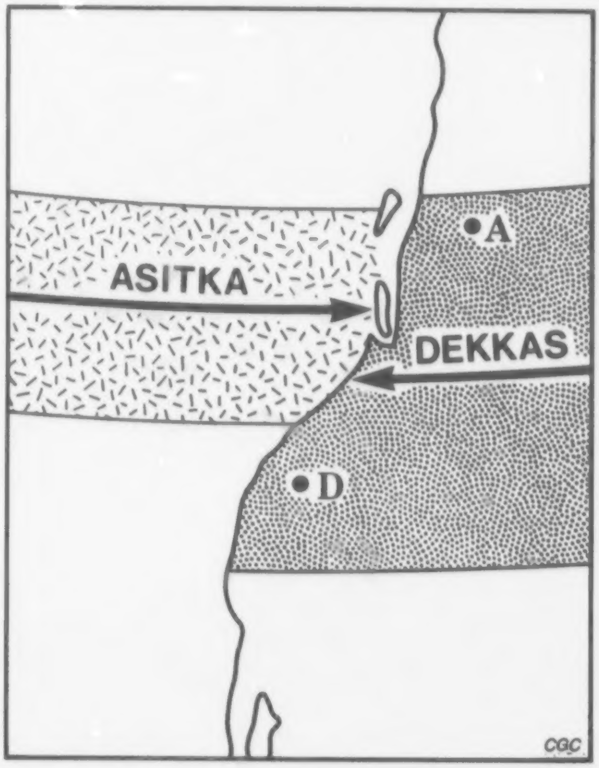


Figure 3-19. Déplacements observés sur des roches du Permien inférieur de la Stikinie (Groupe d'Asitka de la fig. 3-18), comparés aux résultats obtenus sur des roches du Permien supérieur dans l'est des monts Klamath, en particulier sur l'andésite de Dekkas (Mankinen et al., 1984). Une correction est apportée pour tenir compte de la différence d'âge (Irving et Monger, 1987).

Rotations

Les rotations par rapport au craton observées dans les roches du Jurassique inférieur, du Trias supérieur et du Permien peuvent être comparées aux rotations observées dans les roches du Crétacé (fig. 3-20). Dans le cas du Crétacé, les rotations sont importantes et variables, et ce même à l'intérieur d'une donnée, unité lithologique échantillonnée à des endroits distants de quelques dizaines de kilomètres tout au plus. L'ampleur et la variabilité

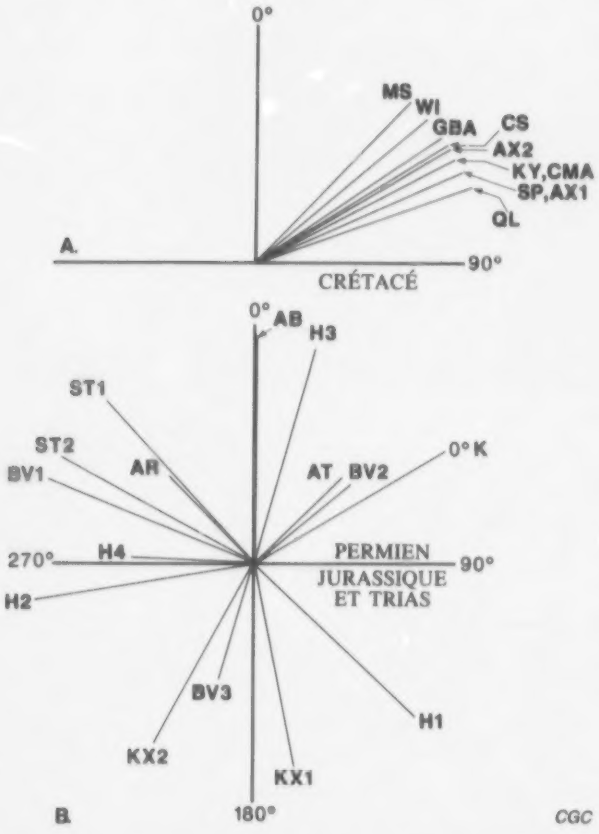


Figure 3-20. Rotations déduites d'aimantations datant présumément du Crétacé moyen (A), comparées à celles du Permien, du Trias tardif et du Jurassique précoce (B). Les rotations du tableau 3-2 sont ramenées à une même localité (Smithers, 54,8°N, 127,2°W) située dans le centre de la Colombie-Britannique. En l'absence de rotation, les lignes coïncideraient avec l'azimut 0°. En (B) l'ordre de grandeur des rotations antérieures au Crétacé peut être déterminé par référence au «zéro du Crétacé» (0°K). Les erreurs sont indiquées au tableau 3-2 et dans Irving et al. (1985). Les lignes longues sont basées sur des observations effectuées en au moins cinq sites d'échantillonnage, et les lignes courtes, en un moins grand nombre de sites. Les lignes portent les mêmes désignations qu'au tableau 3-1. Les données provenant de roches intrusives ne sont pas incluses en (B). H4 (RR = 88°) est dérivé de données inédites obtenues de la Formation de Telkwa du Jurassique inférieur, près de Smithers (Colombie-Britannique).

de ces rotations soulèvent des doutes quant à leur existence même indépendamment des incertitudes associées au paléochamp de référence. Les rotations déterminées à partir d'aimantations présumées du Crétacé moyen sont systématiques, avec une moyenne de 60° dans le sens des aiguilles d'une montre, ce qui indique que les rotations importantes et variables observées dans des roches plus anciennes sont antérieures au Crétacé moyen. Par rapport au «zéro» du Crétacé (0°K, fig. 3-20B), la plupart des rotations semblent antihoraires, s'accordant avec l'idée d'un décrochement senestre et, par conséquent, à un déplacement vers le sud comme celui représenté par la trajectoire CWN à la figure 3-15. Il faudra une masse de données beaucoup plus importante pour établir hors de tout doute que ces rotations sont systématiquement antihoraires.

La rotation horaire systématique observée dans les roches du Crétacé (fig. 3-20A) constitue la signature paléomagnétique caractéristique du déplacement d'une plaque unique. Les rotations plus variables observées dans les roches plus anciennes (fig. 3-20B) indiquent que la région ne constituait pas alors une seule plaque cohérente. Une théorie veut que les rotations pourraient être légèrement postérieures à la formation des roches. Certaines unités, comme les roches volcaniques du Groupe de Bonanza, sont des produits d'arc insulaire qui peuvent avoir été déformés par une flexure horizontale (Carey, 1958). Le paléomagnétisme a mis en évidence des rotations considérables dans un arc insulaire actuel aux Philippines (Fuller, 1985). Des rotations analogues ont été observées dans de grandes nappes en Sicile (Channel et al., 1980) et dans la nappe de charriage de Prospect, dans les Rocheuses du Wyoming (Grubbs et van der Voo, 1976). Selon une autre théorie, les rotations se seraient produites pendant l'assemblage de la Basse Colombie-Britannique au Jurassique tardif et au Crétacé précoce, longtemps après que les roches ont été déposées. Dans cette dernière perspective, la Basse Colombie-Britannique pourrait être le résultat d'un assemblage formé par l'imbrication de couches crustales minces, produit soit par charriage de terranes sur une lithosphère plus ancienne, soit par sous-charriage et imbrication ultérieure des terranes sous l'action de la subduction de la croûte océanique. Pareille déformation pourrait s'être produite au niveau d'une marge en accrétion pendant la subduction de la plaque Farallon sous le craton au Mésozoïque moyen (fig. 3-3). Quelle que soit la cause des rotations, les processus responsables de l'assemblage de la Basse Colombie-Britannique semblent avoir été très différents de ceux qui l'ont accolée à la marge du craton dans la position qu'elle occupe actuellement (fig. 3-19).

Déplacements et ambiguïté quant à l'hémisphère d'origine

L'incertitude qui subsiste à propos du paléochamp de référence rend difficile l'estimation des déplacements de roches du début du Mésozoïque et la présence d'inversions paléomagnétiques pose une ambiguïté quant à l'hémisphère d'origine. Si la thèse de l'hémisphère Sud est retenue, les déplacements sont de l'ordre de 60°. Si l'hémisphère Nord est l'hémisphère d'origine, les déplacements sont de 10° ou moins (fig. 3-15). Des déplacements faibles ou négligeables sont observés dans les roches du Permien. Il semble n'exister aucune différence majeure entre les

déplacements déduits de la Stikinie et ceux déduits de la Wrangellie. Les déplacements calculés dans l'hypothèse de l'hémisphère Nord sont systématiquement de beaucoup inférieurs à ceux déduits des roches du Crétacé. En fait, Gordon et al. (1984) et Butler et May (1985) sont d'avis qu'aucun déplacement latitudinal n'était nécessaire dans le cas de la Stikinie. Lorsque des études détaillées sont

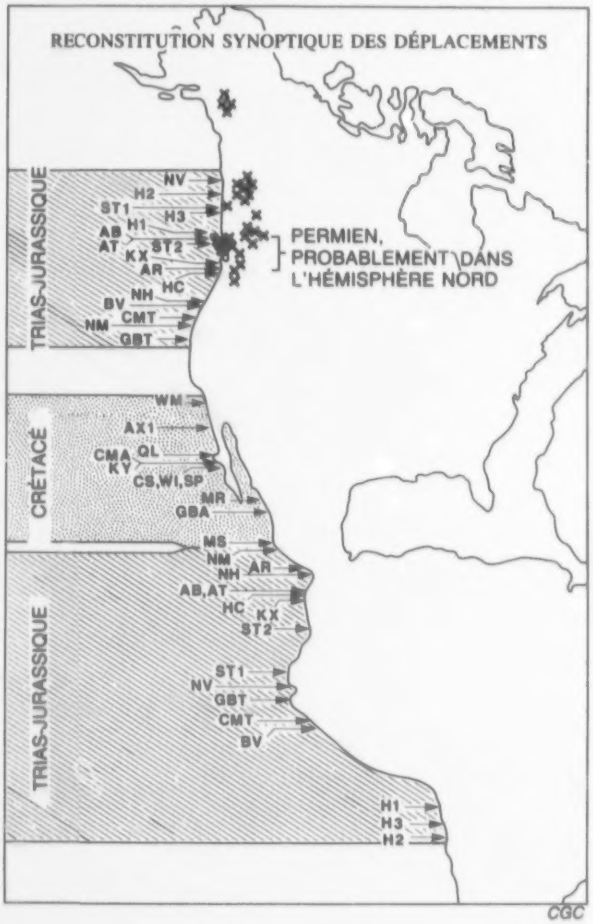


Figure 3-21. Les flèches indiquent les positions estimées des paléolatitudes le long de la côte occidentale de la Pangée (et sont définies au tableau 3-1). Puisque la côte présentait essentiellement une orientation nord-sud au Paléozoïque tardif et au Mésozoïque, le déplacement paléolatitudinal correspond à la distance entre le site d'échantillonnage (croix, positions détaillées à la fig. 3-1B) et la flèche. La configuration de la Pangée vaut pour les résultats du Trias tardif et du Jurassique précoce pour lesquels les hypothèses de l'hémisphère Nord et de l'hémisphère Sud sont représentées, mais elle ne s'applique pas aux données du Crétacé, à une époque où la Pangée avait commencé à se désintégrer. Les résultats tirés des roches vertes de Nikolai (équivalent de la Formation de Karmutsen en Alaska, NM, NH; Hillhouse, 1977; Hillhouse et Grommé, 1984) et du Hell's Creek Canyon en Oregon (HC, Hillhouse et al., 1982, comparé à RJ) sont ajoutés à des fins de comparaison.

disponibles et qu'une comparaison est possible entre les observations effectuées sur des roches du craton et sur d'autres roches du même âge (fig. 3-15), les déplacements depuis le sud, malgré une amplitude moindre que prévue (fig. 3-2), semblent réels et conformes aux données paléontologiques révélées par des faunes géographiquement isolées (Tipper, 1981; Taylor et al., 1984; voir le chapitre 2). Lorsque toutes les données sont prises en considération, un décalage systématique vers le sud devient apparent (fig. 3-21). D'après les résultats obtenus sur les roches du Trias tardif et du Jurassique précoce, et à supposer que l'on utilise le paléopôle de référence RT1 pour le Trias, le déplacement moyen, depuis le sud, est de 5°. Avec le paléopôle RT2, il est de 9°. Ces moyennes font abstraction des résultats obtenus à l'aide des paléopôles GBT, CMT et NV, pour lesquels il n'existe aucun contrôle paléohorizontal. Lorsque ces résultats sont inclus, les valeurs du déplacement deviennent respectivement de 4° et de 7°.

Dans l'hypothèse de l'hémisphère Nord, la similitude entre les déplacements observés d'après les roches du Permien (fig. 3-18), du Trias supérieur et du Jurassique inférieur (fig. 3-21) implique que la Wrangellie, la Stikinie et la Quesnellie, et par voie de conséquence les superterranes insulaire et intermontagneux, ne devaient pas être très éloignées les unes des autres pendant cet intervalle. Cette conclusion ne s'accorde pas avec les dispositions montrées à la figure 3-2. Il est possible de séparer les terranes longitudinalement ou en les plaçant dans des hémisphères différents, mais ces solutions ne peuvent être déterminées à l'aide du paléomagnétisme. Si la thèse de l'hémisphère Sud est retenue, il y a beaucoup moins de concordance générale, et la conclusion est que les déplacements au Jurassique précoce ont été beaucoup plus prononcés que dans le cas des roches du Trias supérieur (fig. 3-21). Cette différence pourrait résulter d'un élément d'incertitude quant au paléochamp de référence. À cet égard, il faudra encore tenter d'améliorer la fiabilité du paléochamp de référence, tant du point de vue magnétique que du point de vue chronologique. L'analyse indique néanmoins que les terranes sont mieux groupés paléolatitudinalement dans l'hypothèse de l'hémisphère Nord que dans celle de l'hémisphère Sud. La première est donc considérée comme la plus probable, dans la mesure où elle implique les plus faibles déplacements.

En résumé, trois indices plaident en faveur de l'hypothèse de l'hémisphère Nord. Premièrement, les aimantations du Permien, acquises à une époque pendant laquelle la polarité était principalement inverse, indiquent une position dans l'hémisphère Nord. Deuxièmement, les résultats obtenus pour le Permien et le Mésozoïque précoce dans les superterranes insulaire et intermontagneux concordent mieux dans le scénario de l'hémisphère Nord que dans l'autre (fig. 3-21). Troisièmement, les rotations antérieures au Crétacé (fig. 3-20B) semblent principalement antihoraires, ce qui est compatible avec un déplacement des superterranes vers le sud par rapport au craton pendant l'intervalle du Jurassique moyen au Crétacé précoce. Aucune de ces indications n'est déterminante, mais une origine boréale apparaît d'emblée comme plus logique. Par conséquent, l'hypothèse d'un déplacement qui se serait effectué d'abord du nord vers le sud ensuite du sud vers le nord est la plus vraisemblable (fig. 3-22).

L'hypothèse d'un déplacement analogue est admise implicitement pour le Bas Alaska dans les travaux de

Stone et al. (1982). Ces auteurs ont tracé les paléolatitudes (non les déplacements par rapport à l'Amérique du Nord) et suggéré un déplacement initial vers le nord depuis une faible paléolatitude (~25°) du Jurassique moyen au Jurassique tardif, suivi d'une diminution de la paléolatitude (~15°) au Crétacé moyen puis d'une remontée paléolatitudinale jusqu'aux valeurs actuelles. Si des déplacements relatifs avaient été calculés, les valeurs au Trias et au Jurassique auraient été similaires parce que l'Amérique du Nord se déplace vers le nord. Il en aurait résulté un déplacement vers le sud, comme celui indiqué pour le Jurassique tardif et le Crétacé précoce, suivi d'un déplacement vers le nord après le Crétacé moyen (fig. 3-22).

Atténuation tectonique

Certains terranes ont une extension paléolatitudinale moins grande que leur extension actuelle. Cette augmentation d'étendue est particulièrement manifeste dans le cas des fragments de la Wrangellie (fig 3-21, Yole et Irving, 1980; Hillhouse et Grommé, 1984), et semble également observable dans le cas des plutons du Crétacé moyen (Irving et al., 1985). La concordance entre les résultats obtenus pour la Stikinie et la partie est des monts Klamath au Permien pourrait constituer un troisième exemple (fig. 3-19). Apparemment, certains terranes étaient autrefois plus compacts et ont été étirés ou étalés le long de la Cordillère.

Réaimantation

Plusieurs périodes de réaimantation régionale sont évidentes. Certaines de ces réaimantations ont probablement été acquises thermiquement, par exemple celles des batholites de Spuzzum et de Porteau et des roches apparentées, et sont dues à la présence de pyrrhotine à faible température de blocage (~400°C) (tableau 3-1, SPO). D'autres roches, comme celles de la Formation de Karmutsen (tableau 3-1, KY) se caractérisent par des températures de blocage élevées (atteignant 500°C), et leur aimantation a probablement été acquise par altération de minéraux magnétiques existants ou par dépôt de minéraux secondaires (aimantation rémanente chimique ou ARC). Les aimantations secondaires du Crétacé moyen sont particulièrement bien observables et sont présentes dans toute la Cordillère canadienne; elles correspondent au dernier stade de l'assemblage des constituants de la Basse Colombie-Britannique. Si cet assemblage s'est effectué par imbrication d'écailles crustales relativement minces en rotation et par un processus généralisé de subduction de croûte océanique, l'eau de la croûte océanique en subduction a alors été évacuée dans la croûte supérieure fracturée, provoquant l'apparition, sur une vaste étendue, d'une ARC secondaire.

DOMAINE DE L'AVANT-PAYS

Précambrien

Suite aux travaux de Collinson et Runcorn (1960) et à ceux de Norris et Black (1962), des données paléomagnétiques sont fournies par plusieurs études détaillées du Supergroupe de Purcell (Belt) du Précambrien, dans les Rocheuses de l'Alberta et du Montana. La position du paléopôle PE (tableau 3-1; fig.3-23) a été calculée d'après la moyenne des résultats tirés des formations de Kintla et de Sheppard, et des Laves de Purcell. Celle du paléopôle PB constitue une moyenne établie d'après une étude de 10 formations dans laquelle au moins 10 échantillons ont été prélevés dans chacune des formations. Le paléopôle PV est basé sur des études détaillées de la Formation de Spokane au Montana, qui ont mis en évidence une réaimantation dont le paléopôle (PVO) est rapproché de celui déterminé d'après les intrusions de Franklin dans le Nord du Canada (FP à la fig. 3-23; 5°N, 165,3°E, A_{95}=3; Irving et Hastie, 1975, entrée 450), intrusions datées d'environ 675 Ma. D'autre part, cette réaimantation pourrait, comme l'ont suggéré Vittorelli et van der Voo (1977), marquer un épisode de métamorphisme que des datations K/Ar sur illite situent à environ 750 Ma. Les paléopôles PV, PE, PB et PVO, déterminés sur les roches du Supergroupe de Purcell (Belt), sont disposés approximativement le long d'un arc, et les aimantations dont sont dérivés PB et, dans une moindre mesure, PE pourraient avoir été influencées par la réaimantation définie par le paléopôle PVO. L'effet sur le paléopôle PE aurait toutefois été faible.

Les roches du Supergroupe de Purcell (Belt) datent du Protérozoïque moyen et, à la figure 3-23, leurs paléopôles sont comparés à ceux des roches cratoniques dont l'âge se situe dans l'intervalle de 1 350 Ma à 1 475 Ma. Selon Obradovich et al. (1984), les roches du supergroupe se seraient formées durant cet intervalle. La plupart des résultats obtenus pour le craton sont fondés sur des datations aussi valables qu'elles peuvent l'être pour le Précambrien. Les paléopôles des roches du Supergroupe de Purcell (Belt) sont plus au sud que ceux du craton. La différence est systématique et probablement réelle. Elle pourrait être due à un déplacement du bouclier laurentien en entier (c'est-à-dire une migration apparente du pôle par rapport au craton), puisqu'il est possible que les roches du Supergroupe de Purcell (Belt) se situent entièrement à l'extérieur de l'intervalle d'âges des roches cratoniques. Par ailleurs, la différence pourrait être attribuable à un déplacement du Domaine de l'avant-pays par rapport au craton, ce qui impliquerait un déplacement des Rocheuses depuis le nord. Ce mouvement pourrait s'être accompli à n'importe quel moment à partir du Protérozoïque moyen.

Des âges radiométriques plus jeunes ont été obtenus sur les parties les plus élevées de la séquence d'où proviennent la majeure partie des données paléomagnétiques; ces datations pourraient correspondre plus étroitement à l'âge de l'aimantation rémanente. Si tel était le cas, les comparaisons effectuées ici ne s'appliqueraient pas. Par exemple, si les paléopôles des roches du Supergroupe de Purcell (Belt) datent de 1150 Ma, ils seraient contemporains des roches du Keweenawan, ce qui impliquerait un déplacement depuis le sud.

Les paléopôles dérivés des roches des monts Mackenzie sont illustrés à la figure 3-24; ils représentent trois unités stratigraphiques majeures, toutes plus récentes que le Supergroupe de Purcell (Belt) (Aitken et al., 1982). Ce sont, en commençant par la plus ancienne, le Supergroupe de Mackenzie Mountains (qui englobe la Formation de Tsezotene et les groupes de Katherine et de Little Dal), les laves du Groupe de Coates Lake, et le Groupe de Rapitan. Des déterminations sont également disponibles pour le Domaine de l'avant-pays; elles ont été effectuées sur des filons-couches de la Formation de Tsezotene, qui ont été datés de 770 Ma, et sur des dykes de composition similaire

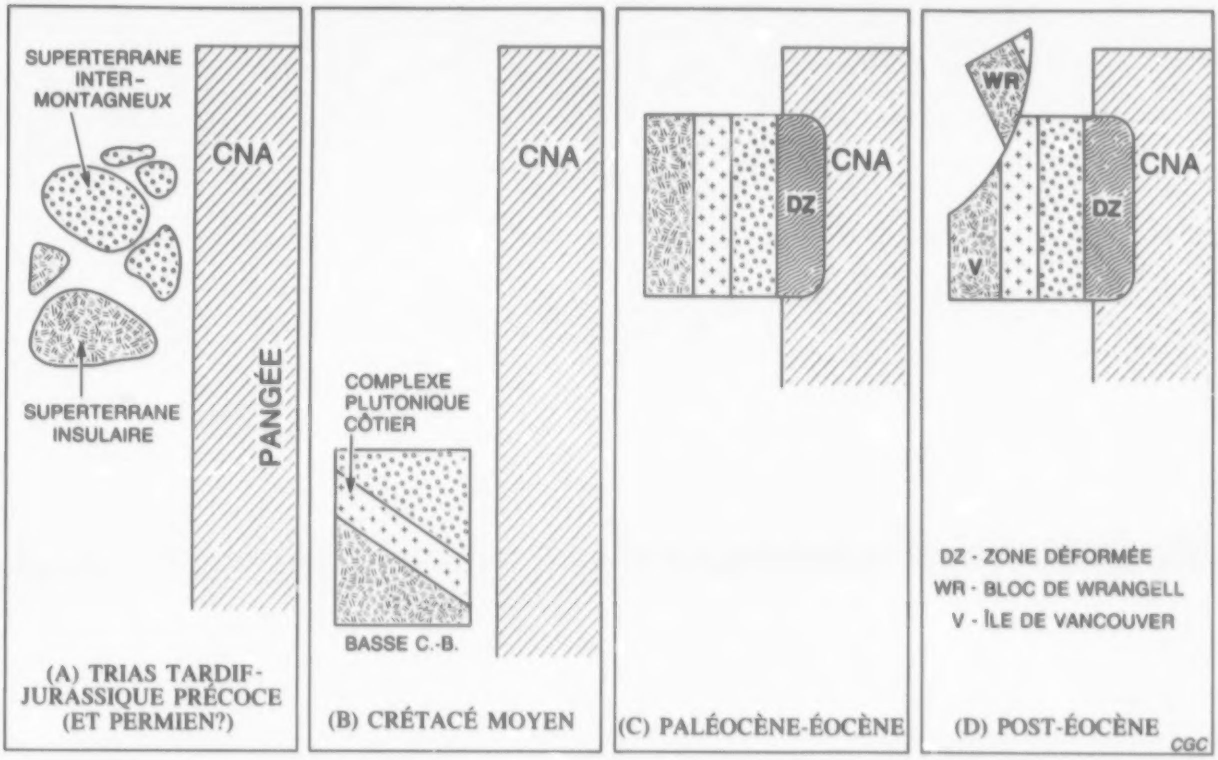


Figure 3-22. Reconstitution hypothétique, en quatre stades (A à D), de l'assemblage de la Cordillère occidentale au Canada. (Mise à jour de la figure 3-2).

Figure 3-23. Paléopôles du Protérozoïque moyen déterminés à partir d'unités lithologiques des Rocheuses, en Alberta et au Montana, comparés aux paléopôles de l'Elsonien déterminés à partir de roches du bouclier laurentien. Paléopôles déterminés à partir d'unités lithologiques des Rocheuses: PE = Supergroupe de Purcell (Belt), Alberta; PB = Supergroupe de Purcell (Belt), Montana; PV = Supergroupe de Purcell (Belt), Formation de Spokane, Montana, et sa réaimantation PVO. Le paléopôle FP, déterminé à partir de la diabase de Franklin, a été ajouté pour fins de comparaison (voir le texte). Paléopôles déterminés à partir de roches du bouclier laurentien: CI = Complexe de Croker Island (Palmer, 1969), isochrone Rb/Sr de 1 475 Ma; HL = anorthosite de Harp Lake (Irving et al., 1977), âge U/Pb sur zircon de 1 450 Ma; MI = anorthosite de Michikamau (Emslie et al., 1976), âge U/Pb sur zircon de 1 460 Ma; MS = pluton de Mistastin (Fahrig et Jones, 1976), isochrone Rb/Sr sur roche totale de 1 346 Ma; NA = anorthosite de Nain (Murthy, 1978), âge Rb/Sr sur minéraux de 1 418 Ma; SF = roches de St.Francois (Hayes et Scharon, 1966), âge Rb/Sr de 1 400 Ma; SG = granite de Sherman (Eggler et Larson, 1968), isochrone Rb/Sr de 1 410 Ma; SL = couches rouges du Groupe de Seal Lake (Roy et Fahrig, 1973), isochrone Rb/Sr de 1 350 Ma obtenue sur des roches volcaniques associées.

(Armstrong et al., 1982). Il n'existe aucun indice géologique de translations s'étant opérées sur des distances supérieures à 20 km, ni aucun indice de rotations importantes par rapport au craton.

Des études détaillées des deux premières unités (Park et Aitken, 1986a) mettent en évidence quatre groupes d'aimantations. Les aimantations du groupe 1 (TFA et KA) sont celles de la Formation de Tsezotene et du Groupe de Katherine; elles ont probablement été acquises sous forme d'aimantations primaires au moment du dépôt des roches. Les aimantations du groupe 2 sont les aimantations primaires ou presque primaires du Groupe de Little Dal (DA), des filons-couches de Tsezotene (TA, TB) et des réaimantations d'âge comparable (DB). Les aimantations du groupe 3 (CM, TFB, KB) sont des réaimantations dans plusieurs unités lithologiques, qui pourraient avoir été acquises durant les épisodes de rifting et de volcanisme associés au dépôt du Groupe de Coates Lake. Selon Park et Aitken (1986a), ces trois groupes de paléopôles s'inscrivent dans une boucle de migration du pôle. Les paléopôles du groupe 4 (DC, CN, KC, TFC) sont dérivés d'aimantations postérieures au plissement, beaucoup plus récentes. Ils concordent généralement avec les paléopôles cratoniques pour le Crétacé et le Tertiaire précoce.

Certains paléopôles de l'arc de Mackenzie ne cadrent pas dans cette configuration générale. Morris et Aitken (1982) ont obtenu pour les laves de Coates Lake un paléopôle (CL) qui se situe à l'est de la boucle de Mackenzie. Morris (1977) a obtenu du Groupe de Rapitan, plus récent, un paléopôle (RZ) situé près de ceux que Park et Aitken (1986a) considèrent comme les plus anciens pour le Supergroupe de Mackenzie Mountains. Le Groupe de Rapitan a également fourni un paléopôle (RY) du groupe 4 ainsi qu'un troisième (RX) situé loin à l'est (fig. 3-24).

L'origine de ces paléopôles apparemment aberrants est incertaine. Ils pourraient être dûs à des rotations locales de nappes de charriage, bien qu'aucun indice dans ce sens n'ait été découvert (Park et Aitken, 1986a, b). En fait la plupart des paléopôles dérivés du Supergroupe de Mackenzie Mountains s'inscrivent à l'intérieur d'une zone

PALÉOMAGNÉTISME DÉTERMINÉ SUR DES ROCHES DU PRÉCAMBRIEN TARDIF

Figure 3-24. Paléopôles déterminés sur des roches précambriennes des monts Mackenzie. TA et TB = filons-couches de diabase de Tsezotene; DA, DB et DC = Groupe de Little Dal; MC = Formation à polygones de dessiccation (Mudcrack Formation); CL, CM et CN = laves du Groupe de Coates Lake; RX, RY et RZ = Groupe de Rapitan; RP = Formation de Reynolds Point. La seconde lettre désigne des aimantations différentes isolées de la même unité lithologique; voir les détails au tableau 3-2. Le paléopôle de la Formation de Crowsnest (CV), datant du Crétacé, est ajouté à des fins de comparaison. Les quatre groupes de paléopôles sont décrits de manière détaillée dans le texte.

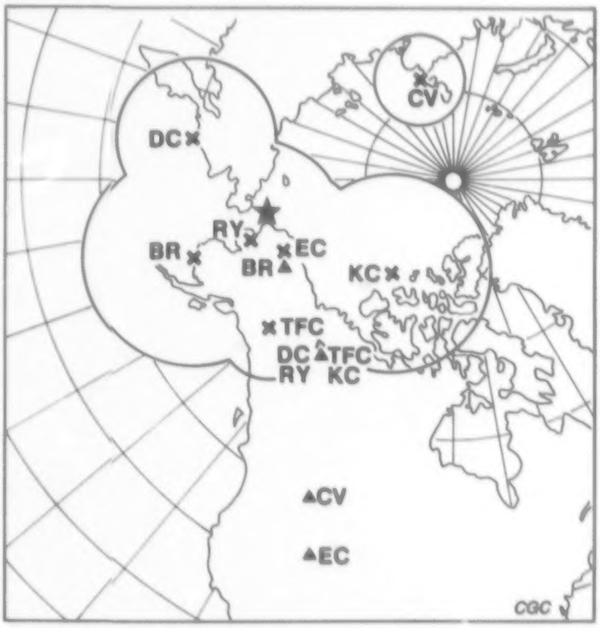


Figure 3-25. Paléopôles dérivés d'aimantations primaires et secondaires du Crétacé ou du Tertiaire initial observées dans le Domaine de l'avant-pays: CV = Volcanites de Crowsnest, DC = réaimantation dans le Groupe de Little Dal; BR = Formation de Kanayut, réaimantation dans la chaîne de Brooks; RY = réaimantation dans le Groupe de Rapitan; EC = aimantation contemporaine du plissement dans des roches sédimentaires du Jurassique-Crétacé; KC = réaimantation dans le Groupe de Katherine; TFC = réaimantation dans le Groupe de Tsezotene; indications détaillées au tableau 3-2. Le paléopôle moyen pour le Crétacé moyen est représenté par l'étoile.

allongée dans le mauvais sens, pour avoir été causés par des rotations relatives. Si des rotations s'étaient produites, les paléopôles auraient été distribués selon une orientation WNW-ESE et non selon l'orientation NNE-SSW observée (fig. 3-24). Selon Park et Aitken (1986a), non seulement les rotations internes ont été négligeables, mais il n'y a pas eu non plus de rotation de l'ensemble de l'arc par rapport au craton, étant donné que la boucle de migration du pôle dérivée de l'arc de Mackenzie peut être reliée séquentiellement à la boucle, presque certainement plus ancienne, du Grenville. Le paléopôle dérivé de la Formation de Reynolds Point dans l'île Victoria (Palmer et al., 1983) tombe sur la boucle, comme le laissait prévoir son âge probable de 800 à 750 Ma basé sur une corrélation avec la partie inférieure du Groupe de Coates Lake (RP, fig. 3-24). Les deux résultats proviennent de roches situées sur le craton. La courbe du Grenville (le flanc occidental, plus récent, de la boucle du Grenville) a été datée, et son âge se situe entre 980 Ma et 820 Ma (Berger et al., 1979) ou entre 980 Ma et 880 Ma (Dallmeyer et Sutter, 1980). La boucle de Mackenzie pourrait être simplement un segment de la boucle du Grenville qui a subi une rotation approximative de 20° dans le sens des aiguilles d'une montre, peut-être à cause d'une rotation en masse des nappes de charriage pendant leur mise en place. Mais c'est là une simple supposition sans grand fondement, les paléopôles de Mackenzie apparaissant comme nettement plus récents.

À la figure 3-25, les paléopôles dérivés des aimantations (postérieures au plissement) du groupe 4 observées dans les monts Mackenzie peuvent être comparées au paléopôle (BR) dérivé des aimantations postérieures au plissement observées dans la chaîne de Brooks en Alaska (Hillhouse et Grommé, 1983) et au paléopôle (EC) dérivé des aimantations contemporaines du plissement dans les zones de plissement et de chevauchement de l'Idaho et du Wyoming (Schwarz et van der Voo, 1984). À l'exception du paléopôle KC dérivé des roches du Supergroupe de Mackenzie Mountains, tous les paléopôles sont regroupés autour du paléopôle prévu pour le Crétacé (comparer à la fig. 3-8). La polarité est normale et les aimantations ont par conséquent été acquises pendant le superchron normal du Crétacé (entre 118 Ma et 83 Ma). Ces aimantations secondaires peuvent avoir été acquises plus tard, à la toute fin du Crétacé ou au Tertiaire, mais si tel avait été le cas, on aurait dû observer au moins quelques aimantations de polarité inverse, parce que le paléochamp subissait alors de fréquentes inversions. Si les aimantations résumées à la figure 3-24 datent véritablement du Crétacé moyen, la déformation de la zone échantillonnée doit en grande partie s'être produite pendant ou avant le superchron normal du Crétacé.

Crétacé

Le paléopôle dérivé de la Formation de Crowsnest (fig. 3-24, CV au tableau 3-1), unité de roches volcaniques datant de l'Albien et située dans les montagnes Rocheuses en Alberta, peut être comparé au paléopôle cratonique du Crétacé (fig. 3-8). Cette comparaison indique une rotation horaire et une position d'origine située presque à 2 000 km au sud de sa position actuelle. La Formation de Crowsnest a probablement été déposée dans un court intervalle, de sorte que l'aberration apparente pourrait être attribuable à une approximation incomplète de la variation paléoséculaire. La rotation pourrait avoir été réelle.

RÉFÉRENCES

Aitken, J.D., Cook, D.G., and Yorath, C.J.
1982: Upper Ramparts River (106G) and San Sault Rapids (106 H) map-areas, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 388.

Armstrong, R.L., Eisbacher, G.H., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.

Armstrong, R.L., Monger, J.W.H., and Irving, E.
1985: Age of the magnetization of the Axelgold gabbro, north central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1217-1222.

Beck, M.E.
1972: Paleomagnetism of Upper Triassic Diabase from southeastern Pennsylvania: Further results; Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 5673-5687.
1980: Discordant paleomagnetic pole positions as evidence of regional shear in the western Cordillera of North America; American Journal of Science, v. 276, p. 694-712.

Beck, M.E. and Noson, L.
1972: Anomalous palaeolatitude in Cretaceous granitic rocks; Nature, v. 235, p. 11-13.

Beck, M.E., Burmester, R.F., Engebretson, D.C., and Schoonover, R.
1981a: Northward translation of Mesozoic batholiths western North America: paleomagnetic evidence and tectonic significance; Geofisica International, v. 20, p. 144-162.

Beck, M.E. Burmester, R.F., and Schoonover, R.
1981b: Paleomagnetism and tectonics of the Cretaceous Mt. Stuart Batholith of Washington: translation or tilt?; Earth and Planetary Science Letters, v. 56, p. 336-342.
1982: Tertiary paleomagnetism of the North Cascade Range, Wa.; Geophysical Research Letters, v. 9, p. 515-518.

Berger, G.W., York, D., and Dunlop, D.J.
1979: Calibration of Grenvillian paleopoles by $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating; Nature, v. 277, p. 46-48.

Beske, S.J., Beck, M.E., and Noson, L.
1973: Paleomagnetism of the Miocene grotto and Snoqualmie batholiths, central Cascades, Washington; Journal of Geophysical Research, v. 78, p. 2601-2608.

Butler, R.F. and May, S.R.
1985: Implications of a revised Triassic-Jurassic APW path for western Cordilleran terrane displacements; EOS, v. 66, p. 862.

Byrne, T.
1979: Late Paleocene demise of the Kula-Pacific spreading center; Geology, v. 7, p. 341-344.

Carey, S.W.
1958: A tectonic approach to continental drift; in Continental Drift, a symposium; University of Tasmania, p. 177-355.

Carmichael, C.M. and Palmer, H.C.
1968: Paleomagnetism of the late Triassic, North Mountain basalt of Nova Scotia; Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 2811-2822.

Chamberlain, V.E. and Lambert, R.St.J.
1985: Cordilleria, a newly defined Canadian microcontinent; Nature, v. 314, p. 707-713.

Channel, J.E.T., Catalano, R., and D'Argenio, B.
1980: Paleomagnetism and deformation of the Mesozoic continental margin in Sicily; Tectonophysics, v. 61, p. 391-407.

Collinson, D.W. and Runcorn, S.K.
1960: Polar wandering and continental drift: evidence from paleomagnetic observations in the United States; Geological Society of America Bulletin, v. 71, p. 915-958.

Cox, A.
1957: Remanent magnetism of Lower to Middle Eocene basalt flows from Oregon; Nature, v. 179, p. 685-686.

Dallmeyer, R.P. and Sutter, J.F.
1980: Acquisition chronology of remanent magnetization along the "Grenville polar path": evidence from 40Ar/39Ar ages of hornblende and biotite from the Whitestone diorite, Ontario; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 3177-3186.

Dalrymple, G.B., Grommé, C.S., and White, R.W.
1975: Potassium-argon age and paleomagnetism of diabase dikes in Liberia: Initiation of central Atlantic rifting; Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 399-411.

de Boer, J. and Snider, F.G.
1979: Magnetic and chemical variations of Mesozoic diabase dikes from eastern North America: Evidence for a hotspot in the Carolinas; Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 185-198.

Demarest, H.H.
1983: Error analysis for the determination of tectonic rotation from paleomagnetic data; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 4321-4328.

Du Bois, P.M.
1959: Late Tertiary geomagnetic field in northwestern Canada; Nature, v. 183, p. 1617-1618.

Eggler, D.H. and Larson, E.D.
1968: Paleomagnetic study of late Precambrian rocks of the Front Range, Colorado-Wyoming; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 14, p. 497-504.

Elston, D.P. and Bressler, S.L.
1980: Paleomagnetic poles and polarity zonations from the Middle Proterozoic Belt Supergroup, Montana and Idaho; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 339-355.

Emslie, R.F., Irving, E., and Park, J.K.
1976: Further paleomagnetic results from the Michikamau Intrusion, Labrador; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1052-1057.

Engebretson, D.C.
1982: Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; Ph.D. thesis, Stanford University, Stanford, California, 211 p.

Engebretson, D.C., Gordon, R.G., and Cox, A.
1985: Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; Geological Society of America, Special Paper 206, p. 1-58.

Evans, M.E., Bingham, D.K., and McMurray, E.W.
1975: New paleomagnetic results from the Upper Belt-Purcell Supergroup of Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 52-61.

Fahrig, W.F. and Jones, D.L.
1976: The paleomagnetism of the Helikian Mistastin pluton, Labrador, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 832-837.

Foster, J. and Symons, D.T.A.
1979: Defining a paleomagnetic polarity pattern in the Monteregian intrusives; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1716-1725.

Fox, K.F. and Beck, M.E.
1985: Paleomagnetic results from Eocene volcanic rocks from northeastern Washington and the Tertiary tectonics of the Pacific Northwest; Tectonics, v. 4, p. 323-341.

Fuller, M.
1985: Paleomagnetism in an accretionary margin, northern Phillipines; Journal of Geodynamics, v. 2, p. 141-158.

Globerman, B.R., Beck, M.E., and Duncan, R.A.
1982: Paleomagnetism and tectonic significance of Eocene basalts from the Black Hills, Washington Coast Range; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 1151-1159.

Gordon, R.G., Cox, A., and O'Hare, S.
1984: Paleomagnetic Euler poles and the apparent polar wander and absolute motion of North America since the Carboniferous; Tectonics, v. 3, no. 5, p. 499-537.

Granirer, J.L., Beck, M.E., and Burmester, R.F.
1985: Paleomagnetic evidence for northward transport of the Methow-Pasayten Belt, north-central Washington; EOS Transactions, American Geophysical Union, v. 66, p. 863.

Grubbs, K.L. and van der Voo, R.
1976: Structural deformation of the Idaho-Wyoming overthrust belt (USA), as determined by Triassic paleomagnetism; Tectonophysics, v. 33, p. 321-336.

Hamilton, T.S. and Evans, M.
1983: A magnetostratigraphic and secular variation study of Level Mountain, northern British Columbia; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 73, p. 39-49.

Harrison, C.G.A., Jarrard, R.D., Vacquier, V., and Larson, R.L.
1975: Paleomagnetism of Cretaceous Pacific seamounts; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 42, p. 859-882.

Hayes, W.W. and Scharon, L.
1966: A paleomagnetic investigation of some of the Precambrian igneous rocks of southeast Missouri; Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 553-560.

Hicken, A. and Irving, E.
1977: Tectonic rotation in western Canada; Nature, v. 268, p. 219-220.

Hillhouse, J.W.
1977: Paleomagnetism of the Triassic Nikolai greenstone, McCarthy triangle; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2578-2592.

Hillhouse, J.W. and Grommé, C.S.
1983: Paleomagnetic studies and the hypothetical rotation of Arctic Alaska; Journal of the Alaska Geological Society, v. 2, p. 27-39.
1984: Northward displacement and accretion of Wrangellia: new paleomagnetic evidence from Alaska; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 4461-4477.

Hillhouse, J.W., Grommé, C.S., and Vallier, T.L.
1982: Paleomagnetism and Mesozoic tectonics of the Seven Devils volcanic arc in northeastern Oregon; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3777-3749.

Hodych, J.P. and Hayatsu, A.
1980: K-Ar isochron age and paleomagnetism of diabase along the trans-Avalon aeromagnetic lineament - evidence of Late Triassic rifting in Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 491-499.

Hospers, J.
1955: Rock magnetism and polar wandering; Journal of Geology, v. 63, p. 59-74.

Irving, E.
1956: Paleomagnetic and palaeoclimatological aspects of polar wandering; Geofisica pura et applicata, v. 33, p. 23-41.
1964: Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems; John Wiley and Sons, New York, 399 p.
1985: Whence British Columbia?; Nature, v. 314, p. 673-674.

Irving, E. and Hastie, J.
1975: Catalogue of paleomagnetic directions and poles; Earth Physics Branch, Geomagnetic Series no. 3, p. 1-42.

Irving, E. and Irving, G.A.
1982: Apparent polar wander paths Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana; Geophysical Surveys, v. 5, p. 141-188.

Irving, E. and Monger, J.W.H.
1987: Preliminary paleomagnetic results from the Permian Asitka Group, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1490-1497.

Irving, E. and Yole, R.W.
1972: Paleomagnetism and kinematic history of mafic and ultramafic rocks in fold mountain belts; Publications of the Earth Physics Branch, Energy, Mines and Resources, Ottawa, vol. 42, p. 87-95.
1987: Tectonic rotations and translations in western Canada: new evidence from Jurassic rocks of Vancouver Island; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 91, p. 1025-1048.

Irving, E., Emslie, R.F., and Park, J.K.
1977: Paleomagnetism of the Harp Lake complex and associated rocks; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1187-1201.

Irving, E., Monger, J.W.H., and Yole, R.W.
1980: New paleomagnetic evidence for displaced terranes in B.C.; Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 441-456.

Irving, E., Woodsworth, G.J., Wynne, P.J., and Morrison, A.
1985: Paleomagnetic evidence for displacement from the south of the Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 584-598.

Irving, E., Wheadon, P., and Horel G.
1990: Catalogue of paleomagnetic directions and paleopoles, sixth Issue, Geological Burvey of Canada, Open File 2247.

Irving, E., and Wynne, P. J.
1990: Poleomagnetic evidence bearing on the evolution of the Canadian Cordillera; Philosophical Transactions of the Royal Society, 331A, p. 487-509.

Irving, E., Wynne, P.J., Evans, M.E., and Gough, W.
1986: Anomalous paleomagnetism of the Crowsnest Formation of the Rocky Mountains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 591-598.

Kent, D.V. and Gradstein, F.M.
1985: A Cretaceous and Jurassic geochronology; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1419-1427.

Lapointe, P.L.
1979: Paleomagnetism of the Notre Dame Bay lamprophyre dikes, Newfoundland, and the opening of the North Atlantic Ocean; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1823-1831.

Larochelle, A.
1962: Paleomagnetism of the Monteregian Hills, southeastern Quebec; Geological Survey of Canada, Bulletin 79, 44 p.
1967: Preliminary data on the paleomagnetism of the North Mountain Basalt; Geological Survey of Canada, Paper 67-39, p. 7-12.

Larochelle, A. and Black, R.F.
1963: An application of palaeomagnetism in estimating the age of rocks; Nature, v. 198, p. 1260-1262.

Larochelle, A. and Currie, K.L.
1967: Paleomagnetic study of igneous rocks from the Manicouagan structure, Quebec; Journal of Geophysical Research, v. 72, p. 4163-4169.

Larochelle, A. and Wanless, R.K.
1966: The paleomagnetism of a Triassic diabase dike in Nova Scotia; Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 4949-4953.

LePichon, X., Sibuet, J.C., and Francheteau, J.
1977: The fit of the continents around the North Atlantic Ocean; Tectonophysics v. 38, p. 169-209.

Mankinen, E.A., Irwin, W.P., and Grommé, C.S.
1984: Implications of paleomagnetism for the tectonic history of the eastern Klamath and related terranes in California and Oregon; Society of Economic and Petroleum Mineralogists, Pacific Section Field-Trip Guide to the Hornibrook Formation, 1984, T.H. Nilsen (ed.), v. 42, p. 221-229.

Monger, J.W.H. and Irving, E.
1980: Northward displacement of north-central British Columbia; Nature, v. 285, no. 5763, p. 289-294.

Morris, W.A.
1977: Paleolatitude of glaciogenic upper Precambrian Rapitan Group and the use of tillites as chronostratigraphic marker horizons; Geology, v. 5, p. 85-88.

Morris, W.A. and Aitken, J.D.
1982: Paleomagnetism of the Little Dal lavas, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, no. 10, p. 2020-2027.

Murthy, G.S.
1978: Paleomagnetic results from the Nain anorthosite and their tectonic implications; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 516-525.

Norris, D.K. and Black, R.F.
1962: Paleomagnetism and differential rotation in the Lewis Thrust Plate; Journal Alberta Society of Petroleum Geologists, v. 10, p. 13-21.

Obradovich, J.D., Zattman, R.E., and Peterman, Z.E.
1984: Update of the geochronology of the Belt Supergroup; United States Geological Survey, Special Publication 90, p. 82-84.

Packer, D.R. and Stone, D.B.
1974: Paleomagnetism of Jurassic rocks from southern Alaska, and their tectonic implications; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 976-997.

Palmer, H.C.
1969: The paleomagnetism of the Croker Island Complex, Ontario, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 213-218.

Palmer, H.C., Baragar, W.R.A., Fortier, M., and Forster, J.H.
1983: Paleomagnetism of Late Proterozoic rocks, Victoria Island, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1456-1469.

Panuska, B.C.
1985: Paleomagnetic evidence for post-Cretaceous accretion of Wrangellia; Geology, v. 13, p. 880-883.

Park, J.K.
1981a: Paleomagnetism of the Late Proterozoic sills in the Tsezotene Formations, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, no. 10, p. 1572-1580.
1981b: Analysis of the multicomponent magnetism of the Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada; Journal of Geophysical Research, v. 86, no. B6, p. 5134-5146.
1984: Paleomagnetism of the Mudcracked Formation of the Precambrian Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 371-375.

Park, J.K. and Aitken, J.D.
1986a: Paleomagnetism of the Katherine Group in the MacKenzie Mountains: implications for post-Grenville (Hadrynian) apparent polar wander; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, no. 3, p. 308-323.
1986b: Paleomagnetism of the late Proterozoic Tsezotene Formation of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 4955-4970.

Prasad, J.N.
1981: Paleomagnetism of the Mesozoic lamprophyre dikes in north-central Newfoundland; M.Sc. thesis, Memorial University of Newfoundland.

Rabinowitz, P.D. and LaBrecque, J.
1979: The Mesozoic South Atlantic Ocean and evolution of its continental margins; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 5973-6002.

Rees, C.J., Irving, E., and Brown, R.L.
1985: Secondary magnetization of Triassic-Jurassic volcaniclastic rocks of Quesnel terrane; Geophysical Research Letters, v. 12, p. 498-501.

Reeve, S.C.
1975: Paleomagnetic studies of sedimentary rocks of Cambrian and Triassic age; Ph.D. thesis, University of Texas, 426 p.

Reeve, S.C. and Helsley, C.E.
1972: Magnetic reversal sequence in the upper portion of the Chinle Formation, Montoya, New Mexico; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3795-3812.

Robertson, W.A.
1967: Manicougan, P.Q., paleomagnetic results; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 641-649.

Roy, J.L. and Fahrig, W.F.
1973: The paleomagnetism of Seal and Croteau rocks from the Grenville Front, Labrador: Polar wandering and tectonic implications; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1279-1301.

Runcorn, S.K.
1956: Paleomagnetic comparisons between Europe and North America; Proceedings of the Geological Association of Canada, v. 8, p. 77-85.

Scharon, L. and Hsu, I.
1969: Paleomagnetic investigation of some Arkansas alkalic igneous rocks; Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 2774-2779.

Schwartz, E.J., Muller, J.E., and Clark, K.R.
1980: Paleomagnetism of the Karmutsen basalts from southeast Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 389-399.

Schwarz, S.Y. and van der Voo, R.
1984: Paleomagnetic study of thrust sheet rotation during foreland impingement in the Wyoming-Idaho thrust belt; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 10077-10086.

Shive, P.N. and Frerichs, W.E.
1974: Paleomagnetism of Niobrara Formation in Wyoming, Colorado, and Kansas; Journal of Geophysical Research, v. 79, p. 3001-3007.

Sichler, B., Olivet, J.L., Auzende, J.M., and Jonquet, H.
1980: Mobility of Morocco; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1546-1558.

Simpson, R.W. and Cox, A.
1977: Paleomagnetic evidence for tectonic rotation of the Oregon Coast Range; Geology, v. 5, p. 585-589.

Smith, T.E. and Noltimier, H.C.
1979: Paleomagnetism of the Newark trend igneous rocks of the north central Appalachians and the opening of the central Atlantic Ocean; American Journal of Science, v. 279, p. 778-807.

Souther, J.G. and Symons, D.T.A.
1973: Stratigraphy and paleomagnetism of Mount Edziza volcanic complex, northwestern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 73-32.

Steiner, M.B.
1984: Is the Colorado Plateau rotated?; EOS (abstract), v. 65, p. 864.

Steiner, M.B. and Helsley, C.E.
1974: Magnetic polarity sequence of the Upper Triassic Kayenta Formation; Geology, v. 2, p. 191-194.

Stone, D.B.
1977: Proceedings of Sixth Annual Symposium; Geological Society of Alaska, p. 1.

Stone, D.B., Panuska, B.C., and Packer, D.R.
1982: Paleolatitude versus time for southern Alaska; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3697-3707.

Symons, D.T.A.
1968: Geological implication of paleomagnetic studies in the Bella Coola and Laredo Sound map areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 68-72, 15 p.
1969: Paleomagnetism of the Late Miocene plateau basalts in the Cariboo Region of British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 69-43, 16 p.
1971a: Paleomagnetism of the Triassic Guichon Batholith and rotation in the Interior Plateau, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, no. 11, p. 1388-1396.
1971b: Paleomagnetic results on some minor Tertiary igneous bodies, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 71-24, p. 1-8.
1973a: Paleomagnetic results from the Jurassic Topley intrusions near Endako, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1099-1108.
1973b: Unit correlations and tectonic rotation from paleomagnetism of the Triassic Copper Mountain Intrusions, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 73-19, p. 11-28.

1973c: Paleomagnetic zones in the Oligocene East Sooke Gabbro, Vancouver Island, British Columbia; Journal of Geophysical Research, v. 78, p. 5100-5109.
1973d: Paleomagnetic results from the Tertiary Mount Barr and Hope Plutonic Complexes, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 73-19, p. 1-10.
1973e: Concordant Cretaceous paleolatitudes from felsic plutons in the Canadian Cordillera; Nature, v. 241, p. 59-61.
1977a: Geotectonics of Cretaceous and Eocene plutons in British Columbia, a paleomagnetic fold test; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1246-1262.
1977b: Paleomagnetism of Mesozoic plutons in the westernmost Coast Complex of British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2127-2139.
1983a: Further paleomagnetic results from the Jurassic Topley intrusives in the Stikinia subterrane of British Columbia; Geophysical Research Letters, v. 10, p. 1065-1068.
1983b: New paleomagnetic data for the Triassic Guichon batholith of south-central British Columbia and their bearing on Terrane I tectonics; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1340-1344.
1985a: Paleomagnetism of the Triassic Nicola volcanics and geotectonics of the Quesnellia subterrane of Terrane I, British Columbia; Journal of Geodynamics, v. 2, p. 229-244.
1985b: Paleomagnetism of the Westcoast Complex and the geotectonics of the Vancouver Island segment of the Wrangellian subterrane; Journal of Geodynamics, v. 2, p. 211-228.

Symons, D.T.A. and Litalien, C.R.
1984: Paleomagnetism of the Lower Jurassic Copper Mountain intrusions and geotectonics of Terrane I, British Columbia; Geophysical Research Letters, v. 11, p. 685-688.

Symons, D.T.A., Chodla, G.R., and Donner, K.
1986: Paleomagnetism of Mid-Cretaceous granitic plutons in the Coast Plutonic Complex, B.C.; M.A., C.G.U. Joint Annual Meeting, Abstract, from Program with Abstracts, p. 133.

Taylor, D.G., Callomon, J.H., Hall, R., Smith, P.L., Tipper, H.W., and Westermann, G.E.G.
1984: Jurassic ammonite biogeography of western North America, the tectonic implications; in Jurassic-Lower Cretaceous Biochronology and Biogeography of North America, G.E.G. Westermann, (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 121-124.

Tipper, H.W.
1981: Offset of an upper Pliensbachian geographic zonation in the North American Cordillera by transcurrent faulting; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1788-1792.

Valencio, D.A.
1972: Relative upper Palaeozoic - Mesozoic positions of South America and Africa from paleomagnetic data; Conference on Solid Earth Problems, Buenos Aires, p. 303-317.

Valencio, D.A., Mendia, J.E., and Vilas, J.F.
1975: Paleomagnetism and K-Ar ages of Triassic igneous rocks from the Ischigualastos-Ischichuca Basin and Puesto Viejo Formation, Argentina; Earth and Planetary Science Letters, v. 26, p. 319-330.

Vittorelli, I. and van der Voo, R.
1977: Late Hadrynian and Helikian pole positions from the Spokane Formation, Montana; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 67-73.

Wells, R. and Coe, R.S.
1985: Paleomagnetism and geology of Eocene volcanic rocks of southwest Washington, implications for mechanism of tectonic rotations; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 1925-1947.

Woods, M.T. and Davies, G.F.
1982: Late Cretaceous genesis of the Kula plate; Earth and Planetary Science Letters, v. 58, p. 161-166.

Yole, R.W. and Irving, E.
1980: Displacement of Vancouver Island: paleomagnetic evidence from the Karmutsen Formation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, no. 9, p. 1210-1228.

Adresse des auteurs

E. Irving
P.J. Wynne
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

Imprimé au Canada

Chapitre 4

SOCLE PRÉCAMBRIEN DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

Résumé
Introduction
Lithologie du socle dans le Domaine d'Omineca
- Yukon et Territoires du Nord-Ouest
- Chaînon Deserters
- Chaînons Sifton et Cormier
- Complexe gneissique de Malton
- Complexe de Monashee
- Autres étendues de roches granitoïdes gneissiques

Relation entre les roches du socle de la Cordillère et le craton nord-américain
Âge des événements de distension (rifting) du Protérozoïque
Références

Chapitre 4

SOCLE PRÉCAMBRIEN DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

Randall R. Parrish

RÉSUMÉ

Les roches métamorphiques et plutoniques sur lesquelles s'est formé le miogéoclinal sont considérées comme le socle de la Cordillère canadienne. Parfois, elles se reconnaissent à leur contact discordant avec les strates protérozoïques ou plus récentes; parfois aussi, leur délimitation nécessite des données géochronologiques fiables. Selon ces critères, le socle de la Cordillère affleure uniquement dans des plis et des nappes de charriage du Domaine d'Omineca et, dans une localité, il est recouvert en discordance par le Supergroupe de Windermere dans le Domaine de l'avant-pays. Des échantillons du socle prélevés dans des diatrèmes et des sondages fournissent des données géochronologiques additionnelles.

Dans ses principaux affleurements, le socle est principalement constitué de paragneiss et d'orthogneiss granitiques avec un peu d'amphibolite et de roches métasédimentaires. Les datations les plus fiables s'obtiennent au moyen de la méthode U/Pb sur zircon. Elles indiquent que la majeure partie des roches cristallines précambriennes de la Cordillère entrent dans trois groupes d'âges: 1,85-2,1 Ga, 1,1-1,2 Ga et 0,7-0,8 Ga. Le premier et le troisième de ces groupes d'âges sont probablement représentés sur toute la longueur de la Cordillère canadienne. Les relations structurales et stratigraphiques entre ces roches et le Supergroupe de Windermere, suggèrent qu'elles font entièrement partie du craton nord-américain, mais cela reste à démontrer. Les roches du Protérozoïque précoce, c'est-à-dire qui s'inscrivent dans l'intervalle d'âges de 1,85 à 2,1 Ga, représentent probablement une ou plusieurs provinces tectoniques du Protérozoïque du Bouclier canadien occidental. Les roches granitiques extraites d'un diatrème dans les monts Mackenzie (1,1 à 1,2 Ga) pourraient être associées à un événement orogénique survenu au Protérozoïque moyen dans la Cordillère septentrionale. Les roches datant du Protérozoïque terminal pourraient être apparentées au magmatisme causé par l'épisode de distension (rifting) antérieur au dépôt du Supergroupe de Windermere, qui a mené au développement de la marge continentale passive.

Parrish, R. R.
1991: Socle précambrien de la Cordillère canadienne; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 4, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

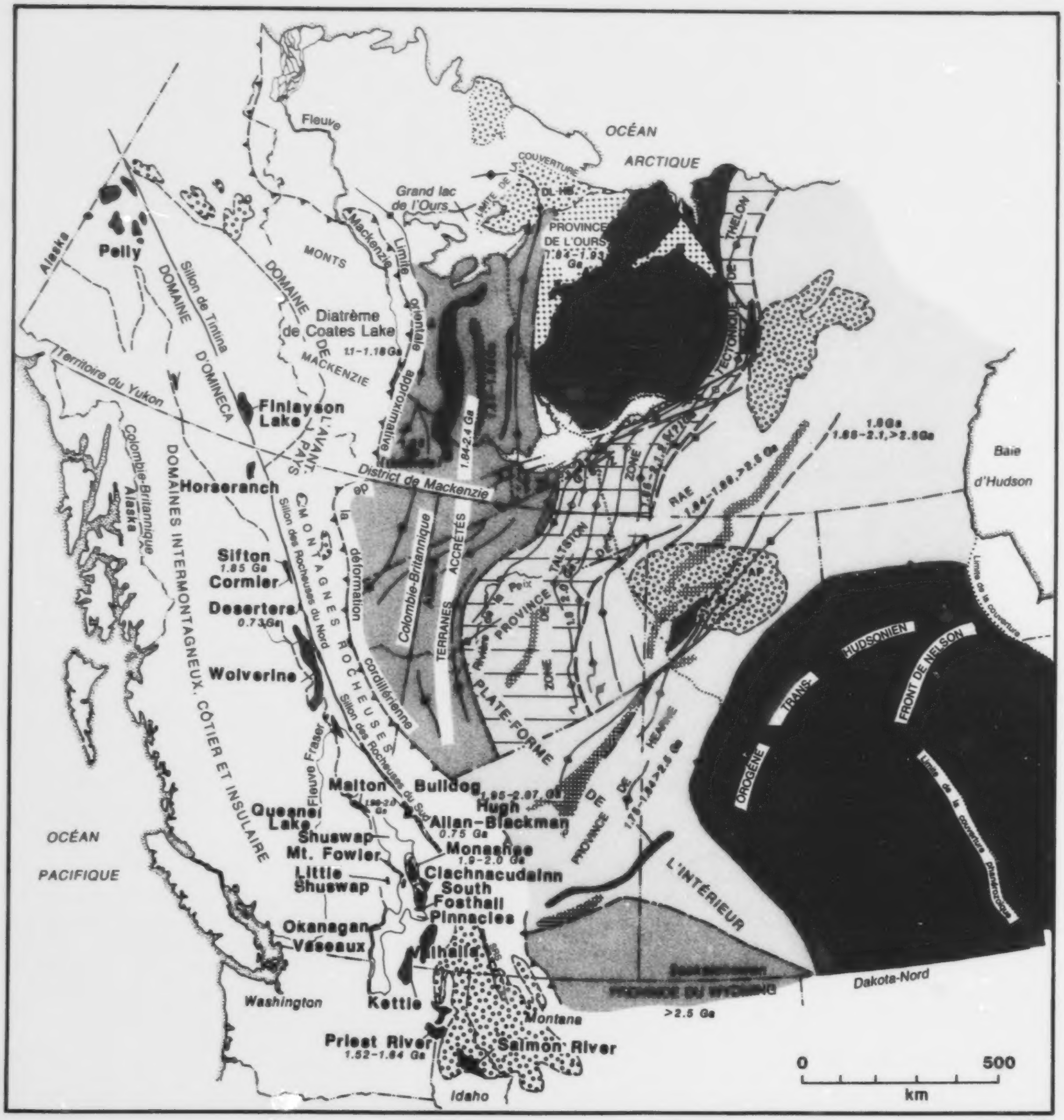
INTRODUCTION

Sont considérées comme constituant le socle de la Cordillère les roches métamorphiques et plutoniques cristallines sur lesquelles s'est formé le miogéoclinal du Protérozoïque tardif-Paléozoïque. Les roches du miogéoclinal, qui s'échelonnent de la partie supérieure du Protérozoïque moyen au Protérozoïque supérieur, comprennent les supergroupes de Purcell, de Wernecke, de Mackenzie Mountains et de Windermere, ainsi peut-être que les strates métasédimentaires sus-jacentes au Complexe de Monashee. Toutes ces roches sont présentes dans le Domaine d'Omineca et dans la partie occidentale du Domaine de l'avant-pays (fig. 4-1).

À l'est, les données sismiques et les données de puits indiquent que le Bouclier canadien forme le socle des roches de plate-forme du Phanérozoïque dans la plate-forme de l'Intérieur et le Domaine de l'avant-pays, et qu'il se prolonge vers l'ouest, au moins jusqu'au sillon des Rocheuses (Price et Mountjoy, 1970). Cette observation est corroborée par la signature magnétique des roches du Bouclier sous le bassin d'Alberta.

Le socle cristallin précambrien n'a pas été reconnu dans les domaines intermontagneux, côtier et insulaire (fig. 4-1). À peine dispose-t-on de certaines données géochronologiques qui indiquent sa présence dans le Domaine d'Omineca et dans la partie la plus occidentale du Domaine de l'avant-pays (fig. 4-1). Une ligne marquant la limite occidentale des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux plus grands que 0,706 coïncide grosso modo avec la marge ouest du Domaine d'Omineca et est présumée correspondre à la limite la plus occidentale du craton nord-américain.

Les complexes gneissiques sont au centre d'une vive controverse. Plusieurs, en particulier dans le sud de la Colombie-Britannique, ont été interprétés soit comme des sédiments très métamorphisés et mobilisés du Précambrien supérieur (Reesor, 1970), soit comme des roches cristallines du Précambrien ou de temps plus anciens (Jones, 1959; Ross, 1970; Campbell, 1968; Wheeler, 1970). Les datations U/Pb et Rb/Sr publiées jusqu'à maintenant démontrent que ces gneiss granitiques comprennent des roches du Mésozoïque tardif-Cénozoïque précoce (Parrish et Ryan, 1983; Parrish, 1984; Parkinson, 1985), du Paléozoïque (Tempelman-Kluit et Wanless, 1980; Mortensen, 1991; Okulitch, 1985), du Précambrien tardif (Evenchick et al., 1984; Chamberlain et Lambert, 1985a) et du Protérozoïque-Archéen(?) (Wanless et Reesor, 1975; Duncan, 1978; Chamberlain et al., 1979; Evenchick et al., 1984; Chamberlain et Lambert, 1985a; McDonough et Parrish, 1991; Armstrong et al., 1991; Murphy et al., 1991). Par



CGC

LÉGENDE

- Gneiss du Phanérozoïque ou d'âge incertain
- Socle cristallin précambrien de la Cordillère, avec son appellation et son âge déterminé par analyse U/Pb sur zircon
- Roches sédimentaires du Protérozoïque moyen, postérieures à 1,75Ga
- Couverture sédimentaire du Protérozoïque inférieur, sus-jacente et adjacente à la province des Esclaves
- Craton stable de l'Archéen
- Faille majeure; exposée (trait continu), position déduite
- Limite de domaine tectonique ou de sous-province
- G.S.Z. Zone de cisaillement du Grand lac des Esclaves
- Anomalie aéromagnétique linéaire, positive
- Anomalie aéromagnétique linéaire, négative
- Anomalie gravimétrique de Bouguer, positive
- Anomalie gravimétrique de Bouguer, négative

ailleurs, des études sur le terrain indiquent que les gneiss granitiques se présentent dans divers milieux structuraux, notamment de grands plis, des nappes et des écailles, généralement limités par des failles, des zones de cisaillement ou des zones de mylonite. La déformation pénétrative est répandue, mais d'intensité variable; la déformation du socle est généralement maximale à proximité des zones où il y a eu décollement de la couverture de métasédiments.

Le socle de la Cordillère a une composition à prédominance granitique. Les amphibolites, les autres roches mafiques ainsi que les roches métasédimentaires et métavolcaniques y tiennent une place relativement peu importante. Aucune roche ultramafique n'a encore été reconnue.

Les datations K/Ar et Rb/Sr sur micas situent généralement le socle de la Cordillère entre la fin du Crétacé et le Tertiaire précoce. Cette apparente «jeunesse» s'explique par le refroidissement et la fermeture des systèmes isotopiques consécutivement au soulèvement et à l'érosion ou, dans certains cas, par le processus de dénudation et de refroidissement qui résultent d'une distension de la croûte (Parrish, 1979; Ewing, 1980; Price, 1979; Parrish et al., 1988). Les datations obtenues sur des roches réputées ou présumées du Précambrien, qui ont été déformées et métamorphisées à divers degrés par des événements plus récents dans la Cordillère, donnent lieu à de multiples interprétations. Certaines peuvent indiquer l'âge original des roches ignées, d'autres les âges du terrane source des paragneiss ou des métasédiments, et finalement certaines révèlent l'existence d'événements plus récents qui ont affecté, à des degrés divers, les rapports isotopiques initiaux. Dans le présent chapitre, l'auteur a délibérément retenu les âges obtenus par analyse U/Pb de zircons, provenant principalement d'orthogneiss, en raison du comportement de ce minéral en système fermé, de sa fiabilité à enregistrer l'événement original sans être affecté par les événements ultérieurs, et de la haute précision de la méthode. Ces facteurs réunis font du système isotopique du zircon un indicateur d'âges plus précis que les autres systèmes isotopiques, qui exigent un échantillonnage multiple (Rb/Sr et Sm/Nd) et qui sont beaucoup plus facilement modifiés par l'altération ou le métamorphisme.

Figure 4-1. Carte tectonique de l'Ouest du Canada, faisant voir les principaux éléments tectoniques de la Cordillère et du Bouclier canadien se rapportant au socle précambrien. À l'intérieur de la Cordillère, les figures noires représentent des affleurements de roche gneissique du Précambrien. D'autres gneiss, plus récents pour la plupart, sont simplement désignés par leur nom dans le Domaine d'Omineca. Les éléments tectoniques du Bouclier canadien sont pour la plupart de Stockwell (1982), Lewry et Sibbald (1980) et Hoffman et Bowring (1984); les anomalies aéromagnétiques curvilignes sont empruntées à Dods et al. (1984), et les anomalies gravimétriques curvilignes les plus visibles sont des versions modifiées de la Direction de la physique du globe (1980). Dans bien des cas, les anomalies gravimétriques et magnétiques du Bouclier canadien sont parallèles à des directions géologiques et à des limites tectoniques majeures, et il est probable que les prolongements en subsurface des entités géologiques en question soient corrélatifs des entités géophysiques. La carte indique en outre les âges des roches orogéniques et préorogéniques qui se trouvent à l'intérieur des provinces du Bouclier canadien; ils sont tirés de Stockwell (1982), Baldwin et al. (1985), Hoffman et Bowring (1984), Hildebrand et al. (1983), Lewry et Sibbald (1980) et T.M. Gordon (communication personnelle, 1984). Les âges attribués aux roches gneissiques du Précambrien dans le nord-ouest de l'État de Washington et le centre ouest de l'Idaho sont tirés d'Armstrong et al. (1987).

LITHOLOGIE DU SOCLE DANS LE DOMAINE D'OMINECA

Yukon et Territoires du Nord-Ouest

Il n'existe pas d'affleurement documenté du socle cristallin précambrien dans la Cordillère septentrionale, ni au Yukon ni dans le district de Mackenzie.

Cela dit, on a observé dans trois localités très éloignées les unes des autres ce qui pourrait être des roches granitiques du socle précambrien. Ainsi, un gneiss de socle prélevé dans la subsurface à l'est de la zone déformée, près de Fort Simpson, a livré un âge U/Pb sur zircon de 1,85 Ga (Villeneuve et al., 1991); cette datation laisse présumer qu'il existe, sous la partie orientale des monts MacKenzie, un socle d'âge comparable à celui de la zone magmatique du Grand lac de l'Ours, dans l'orogène de Wopmay à l'est (Hoffman et Bowring, 1984). Des clastes granitiques sont présents dans le diatrème ordovicien de Coates Lake (fig. 4-1), qui fait intrusion dans le Supergroupe de Mackenzie Mountains (Protérozoïque supérieur), dans l'est des monts Mackenzie. Les zircons que les clastes renferment ont livré un âge U/Pb d'environ 1 150 Ma, et on trouve dans ces zircons, des zircons hérités âgés d'au moins 1 750 Ma (Jefferson et Parrish, 1989). Le granite d'origine de ces fragments, que l'on présume exister en profondeur, pourrait être associé à un événement orogénique qui a affecté des roches du Supergroupe de Wernecke dans les monts Wernecke (Eisbacher, 1978). Les roches granitiques paléozoïques du sous-terrane de Nisutlin, du terrane de Kootenay, renferment des zircons hérités qui ont été datés du Protérozoïque précoce (Mortensen, 1991), mais il faut préciser que les résultats de l'analyse pourraient représenter un mélange de plusieurs âges. Nul cas n'a encore été relevé d'une séquence sédimentaire au nord de 60°N qui se trouverait en contact discordant ou tectonique avec des roches cristallines du Précambrien.

Chaînon Deserters

Par 56,8°N, juste à l'est du sillon des Rocheuses du Nord (fig. 4-1), l'anticlinorium de Deserters Range renferme en affleurement un granite gneissique leucocrate (Gneiss de Deserters) sur lequel la méthode d'analyse U/Pb sur zircon a produit un âge de 728 +8/-7 Ma et qui est surmonté en discordance par les strates basales du Supergroupe de Windermere qui appartiennent au Groupe de Misinchinka (Evenchick, 1983b). Collectivement, ces roches peuvent clairement être rattachées au craton nord-américain, contrairement à d'autres roches de socle de la Cordillère, où les relations originales ont été obscurcies par le diastrophisme. Le granite, qui renferme du quartz et du feldspath potassique en quantités à peu près égales, avec un peu moins de plagioclase, est très folié. Le plan de foliation, très incliné et parallèle au sillon des Rocheuses du Nord, est recoupé par des veinules d'ultracataclasite.

Chaînons Sifton et Cormier

Juste à l'ouest du sillon des Rocheuses du Nord, entre les latitudes 57°N et 58°N, un orthogneiss précambrien déformé (Gneiss de Tochieka) affleure dans les étroits chaînons montagneux Sifton et Cormier, de part et d'autre de la rivière Finlay (fig. 4-1). Dans le chaînon Sifton, il s'agit d'un orthogneiss granitique oeillé à feldspath potassique (fig. 4-2), qui a produit un âge U/Pb sur zircon de 1,85 ± 0,13 Ga, et qui est structuralement surmonté et interfolié d'amphibolite, de quartzite et de schiste à chlorite-muscovite d'âge incertain (Evenchick et al., 1984; Evenchick, 1983a). Aucune discordance n'a été reconnue. Dans le chaînon Cormier, plus au sud, l'unité gneissique se répète plusieurs fois, mais de façon atténuée, sous forme de mylonites déformées. L'orthogneiss, qui est fortement potassique, contenant presque deux fois autant de K_2O que de Na_2O, est interprété comme la partie basale d'une nappe de charriage à vergence sud-est qui a été mise en place sur des strates du Supergroupe de Windermere à une époque où se produisait un mouvement coulissant dextre le long du sillon des Rocheuses du Nord (Evenchick, 1985).

Complexe gneissique de Malton

Le Complexe gneissique de Malton est une grande étendue bien pourvue en affleurements de granitoïdes et de gneiss quartzofeldspathiques rubanés, qui chevauche le sillon des Rocheuses du Sud au sud de Valemount, en Colombie-Britannique (fig. 4-1; Campbell, 1968). Les gneiss sont fréquemment interprétés comme faisant partie du corps de la nappe du chevauchement de Purcell. Des études géochronologiques préliminaires indiquent plusieurs âges pour le socle; certaines roches pourraient remonter à l'Archéen (Chamberlain et al, 1979), tandis que d'autres auraient à peine 740 Ma (Parrish et Armstrong, 1983).

Les données actuellement disponibles indiquent que des zones de mylonite et des failles séparent ces gneiss de socle des roches métamorphiques du Supergroupe de Windermere qui datent de la toute fin du Protérozoïque (Campbell, 1968; Giovanella, 1967; Morrison, 1982). Les gneiss sont présents dans trois secteurs (fig. 4-1): le massif principal du Gneiss de Malton, à l'ouest du sillon des Rocheuses du Sud; le gneiss de Hugh Allan Creek-Mt. Blackman du côté est du sillon, au sud-est du Gneiss de Malton; et le gneiss de Bulldog-Yellowjacket, juste à l'est du sillon, en face du Gneiss de Malton, dans le secteur du ruisseau Bulldog. Fait important à signaler, dans tous ces secteurs, un quartzite relativement pur, quoique mylonitique, marque de façon discontinue le contact entre les gneiss du socle et les strates structuralement sus-jacentes du Supergroupe de Windermere. De par leur similitude et leur proximité les unes des autres, les roches granitiques de ces trois secteurs semblent représenter un seul et même bloc de socle, quoique morcelé, à évolution interne complexe et d'âge variable. Chamberlain et Lambert (1983, 1985b) proposent une autre interprétation; selon eux, les trois masses de gneiss à l'est du sillon des Rocheuses du Sud sont différents, par l'âge, la lithologie, la géochimie et la composition isotopique, du bloc qui se trouve à l'ouest. Le contact entre le Supergroupe de Windermere et le Gneiss de Malton structuralement sous-jacent est un important décollement au niveau duquel s'est produit un ample déplacement au Jurassique-Paléogène (Morrison, 1982). Le complexe gneissique renferme plusieurs autres décollements qui pourraient être antérieurs au décollement principal et qui sont soulignés par des plis intrafoliaux, cisaillés et atténués, dans des roches métamorphiques. Le Complexe gneissique de Malton apparaît donc comme un des plus complexes, structuralement et lithologiquement, de la Cordillère canadienne. Au Mésozoïque tardif, une déformation intense, responsable de la transposition des plis dans la foliation, a masqué les relations originales entre les diverses unités lithologiques du socle précambrien.

Morrison (1979, 1982) a subdivisé la masse principale du Gneiss de Malton principal en trois unités, toutes de composition à prédominance granitique. La plus ancienne est probablement un paragneiss quartzofeldspathique à biotite rubané, contenant un peu de quartzite et renfermant une para-amphibolite ainsi que des dykes et des intrusions amphibolitiques déformés d'origine plus récente. Un orthogneiss leucocrate forme une unité majeure qui, par endroits, semble faire intrusion dans le paragneiss; il présente une bonne linéation et est relativement homogène. Il existe une deuxième unité d'orthogneiss âgé d'environ 2,0 Ga qui correspond à un gneiss oeillé à biotite et feldspath potassique avec une linéation très bien développée et une fabrique mylonitique annelée. Des lithologies semblables ont été décrites par Oke et Simony (1981), puis par McDonough et Simony (1984) dans les secteurs du mont Blackman et du ruisseau Bulldog. Dans le secteur du ruisseau Bulldog, le gneiss remonte à 1,87 Ga (McDonough et Parrish, 1991). Plus au nord, Chamberlain et al. (1979) ont reconnu des gneiss alcalins granitiques, tonalitiques et mafiques d'âge et de géochimie variables, mais les relations de ces gneiss avec ceux qui se trouvent plus au sud sont encore obscures.

Les roches granitiques du secteur du ruisseau Hugh Allan ont un âge approximatif de 740 Ma (McDonough et Parrish, 1991), comparable aux âges Rb/Sr obtenus dans le nord du chaînon Malton (Blenkinsop, 1972; Chamberlain et al., 1979). Des roches archéennes pourraient exister dans le Complexe gneissique de Malton, puisque des pseudo-isochrones Rb/Sr imprécises définissant des âges aussi anciens que 3,2 Ga ont été déterminées (Chamberlain

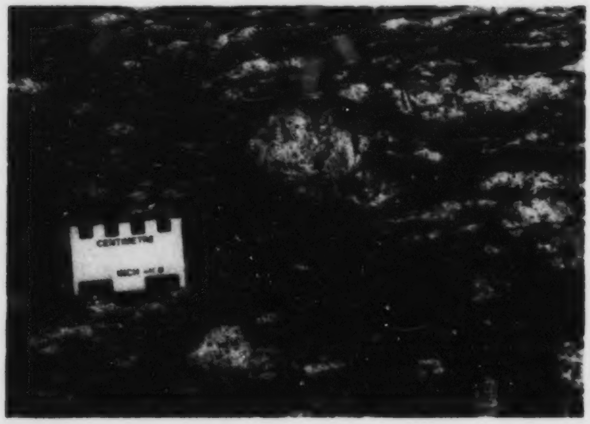


Figure 4-2. Gneiss oeillé de 1,85 Ga dans les chaînons Sifton, dans le sud-est de la chaîne Cassiar. (Photo: H. Gabrielse). GSC 205235-E

et al., 1979). Les analyses Rb/Sr suggèrent une histoire complexe d'intrusion multiple et d'homogénéisation isotopique, et peut-être aussi un comportement isotopique en système ouvert.

Complexe de Monashee

Le Complexe de Monashee est une vaste étendue de gneiss granitique précambrien à haut degré de métamorphisme, qui repose sur des roches stratifiées d'âge incertain dans la chaîne Monashee, où il est limité par le Décollement de Monashee à l'ouest (fig. 4-1; Read et Brown, 1981) et par la faille du Columbia à l'est. La région renferme le cap Frenchman (Høy et Brown, 1980), de même que les complexes de «dômes» de Thor-Odin-Cranberry (Reesor et Moore, 1971; Duncan, 1984; voir aussi la planche 1) où affleure le socle cristallin du Protérozoïque. Ni la région des Pinnacles, qui fait également partie du Complexe de Monashee tel que défini par Read et Brown (1981), ni le Complexe de Valhalla (Reesor, 1965; Parrish et al., 1985) ne laisse percer le socle gneissique. On a cru que le protolite du noyau gneissique du Complexe de Monashee était constitué ou bien du socle hudsonien ou archéen (Jones, 1959; Ross, 1970), ou bien de métasédiments du Précambrien supérieur très métamorphisés et mobilisés (Reesor, 1970). Ce n'est que récemment que l'on a pu établir que les gneiss tiraient leur origine du socle sur la foi de datations U/Pb sur zircon qui ont fourni un âge d'environ 2,0 Ga (Wanless et Reesor, 1975).

Reesor et Moore (1971), Fyles (1970), McMillan (1973) et Journeay (1986) ont décrit en détails les gneiss constitutifs du socle. Des unités lithologiques analogues au Complexe gneissique de Malton sont constituées d'un paragneiss quartzofeldspathique rubané (fig. 4-3) qui est daté du Protérozoïque précoce et, dans la région de Thor-Odin, d'orthogneiss oeillés dont l'âge s'échelonne peut-être de l'Archéen au Protérozoïque précoce. Ce complexe comprend en outre divers gneiss leucogranitiques, filons-couches foliés, amphibolites et autres roches métamorphiques mineures. Le socle est, par endroits, recouvert en discordance par un quartzite pur et plus rarement par un

Figure 4-3. Paragneiss (≈2 Ga) dans le noyau gneissique du Complexe de Monashee, près du glacier Bourne, au nord-ouest de Revelstoke, en Colombie-Britannique. Le bloc a 1,7 m de longueur. (Photo: R.R. Parrish). GSC 204048-W

conglomérat, qui forment la base d'une succession néritique de roches stratifiées, avec du marbre et du marbre diopsidique d'âge incertain. Dans plusieurs cas, en particulier dans la région de Thor-Odin, le contact est intensément cisaillé et répété (planche 1); dans cette région, les relations originales entre le socle et sa couverture sédimentaire sont obscures.

Diverses interprétations ont été avancées au sujet de l'origine structurale des dômes du Complexe de Monashee. Reesor (1965, 1970) et Reesor et Moore (1971) ont avancé l'hypothèse que le noyau est formé de diapirs, sur la foi de leur métamorphisme élevé et de leur composition granitoïde. Duncan (1984) a soutenu pour sa part que les dômes résultent de la superposition de plis transverses sur des chevauchements et des plis anciens. Brown et Read (1983) et Price (1985) ont interprété le complexe comme le résultat d'un diastrophisme en régime compressif au Mésozoïque, auquel s'est superposé un diastrophisme en régime extensif à l'Éocène. Brown et al. (1986) et Monger et al. (1985) ont interprété une partie du Complexe de Monashee comme un immense duplex à l'échelle de la croûte, qui date du Jurassique-Crétacé et qui expose des écailles arrachées au socle. Brown et al. (1991) ont modifié et étayé cette hypothèse.

Les radiodatations U/Pb et Rb/Sr de reconnaissance exécutées sur les gneiss du noyau du Complexe de Monashee indiquent des âges d'environ 1,95-2,1Ga et de 1,85 Ga (Armstrong et al., 1991; Wanless et Reesor, 1975). À cela s'ajoute un complexe à syénite néphélinique situé près du mont Copeland, dont l'âge est d'environ 740 Ma (Parrish et Scammell, 1988).

Des analyses isotopiques du Sr et du Nd ont permis de situer au Protérozoïque l'âge minimal du gneiss granitique folié de la Formation de Vaseaux à l'est de la vallée de l'Okanagan et au sud du lac Okanagan (Armstrong, 1991). Ces roches représentent les affleurements du socle ou de roches dérivées du socle les plus à l'ouest du Domaine d'Omineca méridional.

Autres étendues de roches granitoïdes gneissiques

Le socle cristallin du Précambrien n'a pas encore été reconnu dans les roches gneissiques que renferment plusieurs autres culminations structurales et métamorphiques du Domaine d'Omineca (fig. 4-1; Evenchick et al., 1984). Les roches granitoïdes gneissiques du Gneiss de Pelly (compris dans le Complexe cataclastique du Yukon, défini par Tempelman-Kluit, 1979) n'ont produit jusqu'à maintenant que des âges paléozoïques. Par ailleurs, le socle précambrien pourrait être représenté dans des gneiss granitiques qui flanquent localement des granites du Crétacé moyen dans les monts Pelly, et que l'on trouve dans des roches très métamorphisées du chaînon Horseranch (Gabrielse, 1963) et dans le Complexe de Wolverine (Armstrong, 1949; Roots, 1954; Parrish, 1979). L'âge des roches granitoïdes du Complexe de Kettle-Grand Forks (Cheney, 1980; Preto, 1970; Orr, 1985) semble remonter au Mésozoïque tardif. Les roches gneissiques du Yukon datent en majeure partie du Paléozoïque (Mortensen, 1983; Tempelman-Kluit et Wanless, 1970), et celles du Complexe gneissique de Valhalla, dans le sud-est de la Colombie-Britannique, du Mésozoïque tardif et du Paléogène (Parrish et Ryan, 1983;

Parrish et al., 1985; Carr et al., 1987); elles sont donc beaucoup plus récentes que les métasédiments environnants.

RELATION ENTRE LES ROCHES DU SOCLE DE LA CORDILLÈRE ET LE CRATON NORD-AMÉRICAIN

L'âge du socle cristallin cratonique sous-jacent aux roches phanérozoïques de l'Alberta et des Territoires du Nord-Ouest est assez bien connu. Des datations K/Ar exécutées sur des déblais de forage provenant du socle non exposé ont produit des âges généralement hudsoniens (1,6-1,9 Ga; Burwash et al., 1962); ces âges sont minimaux, cependant. Des datations U/Pb effectuées récemment par Ross et al. (1991) sur plus de 50 carottes prélevées en Alberta indiquent un intervalle d'âges s'échelonnant de 1,78 à 2,8 Ga. Cet intervalle coïncide avec l'intervalle indiqué par des zircons détritiques provenant du Supergroupe de Windermere et d'autres roches métasédimentaires du Précambrien tardif, qui couvrent la période de 1,75 à 2,9 Ga (Ross et Parrish, 1991).

Comme le montre la figure 4-1, l'ouest du Bouclier canadien est représenté par les provinces structurales de Churchill (Keewatin), des Esclaves et de l'Ours. Les directions structurales de ces provinces, sous les roches de couverture, sont révélées par les directions des anomalies aéromagnétiques et gravimétriques linéaires que l'on peut suivre presque jusqu'à la bordure de la zone déformée (Dods et al., 1984; Direction de la physique du globe, 1980; Ross et al., 1991).

L'âge des roches du socle de la Cordillère, exception faite des événements ignés du Protérozoïque terminal (0,75 Ga), s'échelonne de 1,85 à 2,1 Ga; cet intervalle d'âges se compare à ceux de la province de l'Ours (orogène de Wopmay, Hoffman et Bowring, 1984) et de la zone tectonique de Thelon, dans le nord-ouest de la province de Churchill (Van Breemen et al., 1987), qui ensemble vont de 1,84 à environ 2,1 Ga, avec quelques âges plus anciens de l'Archéen (fig. 4-1). Aucune occurrence de roches archéennes n'a été reconnue sous la Cordillère canadienne, sauf peut-être dans sa partie la plus au sud. Bien qu'une corrélation précise ne soit pas possible pour l'instant, la similitude d'âges entre les roches exposées et de subsurface de la partie nord-ouest du Bouclier canadien, d'une part, et les roches du socle de la Cordillère d'autre part est un argument contre l'origine exotique de celles-ci (Chamberlain et Lambert, 1985b), mais n'exclut pas l'hypothèse d'un ample mouvement de translation dextre comme le suggèrent les données paléomagnétiques de Irving (1985) et Irving et al. (1985).

ÂGE DES ÉVÉNEMENTS DE DISTENSION (RIFTING) DU PROTÉROZOÏQUE

Des roches du Précambrien terminal (730-780 Ma) existent sur toute la longueur de la Cordillère, y compris dans le granite gneissique de Deserters, à au moins deux endroits dans une partie du Complexe de Malton, et dans la syénite néphélinique de Mount Copeland, dans le Complexe de Monashee (fig. 4-1); ces roches font intrusion dans un socle plus ancien ou des métasédiments d'âge incertain, ou sont recouvertes en discordance par des strates basales du Supergroupe de Windermere.

Le complexe volcanique de Mount Harper, qui s'est développé dans des strates de la partie inférieure du Supergroupe de Windermere dans l'ouest du Yukon (Roots, 1983), a donné un âge sur zircon approximatif de 780 Ma (Roots et Parrish, 1988). Une diorite interprétée comme étant surmontée en discordance par le Groupe de Coates Lake dans les monts Mackenzie a donné, par analyse U/Pb sur zircon, un âge de 778 Ma (Jefferson et Parrish, 1989). Cet âge se compare à celui des dykes et filons-couches basaltiques qui font intrusion dans la partie supérieure du Supergroupe de Mackenzie Mountains (Armstrong et al., 1982). Cet événement magmatique pourrait être apparenté à la phase initiale de rifting qui a mené à la formation de la marge continentale du Protérozoïque tardif (voir le chapitre 6).

RÉFÉRENCES

Armstrong, J.E.
1949: Fort St. James map-area, Cassiar and Coast district, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 252, 210 p.

Armstrong, R.L., Eisbacher, G.H., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwest Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.

Baldwin, D.A., Syme, E.C., Zwanzig, H.V., Gordon, T.M., Hunt, P.A., and Stevens, R.D.
1985: U/Pb zircon ages from the Lynn Lake and Rusty Lake Metavolcanic belts, Manitoba: Two ages of Proterozoic magmatism; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 10, p. A3.

Blenkinsop, J.
1972: Computer assisted mass spectrometry and its application to Rb-Sr geochronology; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 109 p.

Boyer, S.E. and Elliot, D.
1982: Thrust systems; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 66, p. 1196-1230.

Brown, R.L. and Read, P.B.
1983: Shuswap terrane of British Columbia: A Mesozoic "core complex"; Geology, v. 11, p. 164-169.

Brown, R.L., Journeay, J.M., Lane, L.S., Murphy, D.C., and Rees, C.J.
1986: Obduction, backfolding, and piggyback thrusting in the metamorphic hinterland of the southeastern Canadian Cordillera; Journal of Structural Geology, v. 8, no. 3/4, p. 255-268.

Burwash, R.A., Baadsgaard, H., and Peterman, Z.E.
1962: Precambrian K-Ar dates from the western Canada sedimentary basin; Journal of Geophysical Research, v. 67, p. 1617-1625.

Campbell, R.B.
1968: Canoe River, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 15-1967.

Carr, S.D., Parrish, R.R., and Brown, R.L.
1987: Eocene structural development of the Valhalla complex, southeastern British Columbia; Tectonics, v. 6, p. 175-196.

Chamberlain, V.E. and Lambert, R.St.J.
1983: Tectonic implications of the geochronology and geochemistry of the Malton Gneiss Complex, Valemount, British Columbia; in Program with Abstracts, Geological Association of Canada Joint Annual Meeting, v. 8, p. A11.
1985a: Geochemistry and geochronology of the gneisses east of the Southern Rocky Mountains Trench, near Valemount, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 980-991.
1985b: Cordillera, a newly defined Canadian microcontinent; Nature, v. 314, p. 707-713.

Chamberlain, V., Lambert, R.St.J., Baadsgaard, H., and Gale, N.H.
1979: Geochronology of the Malton Gneiss Complex of British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 45-50.

Cheney, E.S.
1980: Kettle dome and related structures of northeastern Washington; Geological Society of America, Memoir 153, p. 463-482.

Dods, S.D., Hood, P.J., Teskey, D.J., and McGrath, P.H.
1984: Magnetic Anomaly Map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1255A.

Duncan, I.J.
1984: Structural evolution of the Thor-Odin gneiss dome; Tectonophysics, v. 101, p. 87-130.

Earth Physics Branch
1980: Gravity Map of Canada; Department of Energy, Mines and Resources, Gravity Map 80-1.

Eisbacher, G.H.
1978: Two major Proterozoic unconformities, northern Cordillera; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 53-58.

Evenchick, C.A.
1983a: Stratigraphy, structure and metamorphism in the Sifton Ranges, Cassiar Mountains, northern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 221-224.
1983b: Nonconformity at the base of upper Proterozoic Misinchinka Group, Deserters Range, northern Rocky Mountains; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 475-476.
1985: A south-southeasterly directed contraction fault related to dextral transcurrent faulting in the northern Canadian Cordillera; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, p. 354.

Evenchick, C.A., Parrish, R.R., and Gabrielse, H.
1984: Precambrian gneiss and late Proterozoic sedimentation in north-central British Columbia; Geology, v. 12, p. 233-237.

Ewing, T.
1980: Paleogene tectonic evolution of the Pacific Northwest; Journal of Geology, v. 88, p. 619-638.

Fyles, J.T.
1970: Jordan River Area; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 57.

Gabrielse, H.
1963: McDame map-area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 319, 138 p.

Giovanella, C.A.
1967: Structural studies of the metamorphic rocks along the Rocky Mountain Trench at Canoe River, British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 68-1A, p. 27-31.

Hildebrand, R.S., Bowring, S.A., Steer, M.E., and Van Schmus, W.R.
1983: Geology and U-Pb geochronology of parts of the Leith Peninsula and Riviere Grandin map areas, District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 329-342.

Hoffman, P.F. and Bowring, S.A.
1984: Short-lived 1.9 Ga continental margin and its destruction, Wopmay orogen, northwest Canada; Geology, v. 12, p. 68-72.

Høy, T. and Brown, R.L.
1980: Geology of the eastern margin of the Shuswap Complex - Frenchman Cap area, British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map 43.

Irving, E.
1985: Paleomagnetic evidence for northward motion of the western Cordillera in latest Cretaceous to early Tertiary time; in Abstracts with Programs, Geological Society of America, v. 17, no. 6, p. 363.

Irving, E., Woodsworth, G.J., Wynne, P.J., and Morrison, A.
1985: Paleomagnetic evidence for displacement from the south of the Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 584-598.

Jones, A.G.
1959: Vernon map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 296.

Journeay, J.M.
1986: Stratigraphy, internal strain and thermo-tectonic evolution of the northern Frenchman Cap dome: An exhumed duplex structure, Omineca hinterland, S.E. Canadian Cordillera; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 350 p.

Lewry, J.F. and Sibbald, T.I.I.
1980: Thermotectonic evolution of the Churchill Province in northern Saskatchewan; Tectonophysics, v. 68, p. 45-82.

McDonough, M.R. and Simony, P.S.
1984: Basement gneisses and Hadrynian metasediments near Bulldog Creek, Selwyn Range, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 99-102.

McMillan, W.J.
1973: Petrology and structure of the west flank, Frenchman's Cap Dome, near Revelstoke, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 71-29, 87 p.

Monger, J.W.H., Clowes, R.M., Price, R.A., Simony, P.S., Riddihough, R.P., and Woodsworth, G.J. with contributions from Currie, R.R., Høy, T., Snavely, P.D., and Yorath, C.J.
1985: B2, Juan de Fuca Plate to Alberta Plains; Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect #7.

Morrison, M.L.
1979: Structure and petrology of the southern portion of the Malton Gneiss, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 407-410.
1982: Structure and petrology of the Malton gneiss complex; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 314 p.

Oke, C. and Simony, P.S.
1981: Basement gneisses of the western Rocky Mountains, Hugh Allan Creek area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 181-184.

Okulitch, A.V.
1985: Paleozoic plutonism in southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, no. 10, p. 1409-1424.

Orr, K.
1985: Structural features along the margin of Okanagan dome, Tenas Mary Creek area, NE Washington; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, p. 398.

Parkinson, D.
1985: Geochronology of the western side of the Okanagan metamorphic core complex, southern B.C.; in Abstracts with Programs, Geological Society of America, Cordilleran Section, v. 17, p. 399.

Parrish, R.R.
1979: Geochronology and tectonics of the northern Wolverine Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1429-1438.
1984: Slocan Lake Fault: a low angle fault zone bounding the Valhalla Gneiss Complex, Nelson map-area, southern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 323-330.

Parrish, R.R. and Armstrong, R.L.
1983: U-Pb zircon age and tectonic significance of gneisses in structural culminations of the Omineca Crystalline Belt, British Columbia; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 15, no. 5, p. 324.

Parrish, R.R. and Ryan, B.
1983: Pb-U zircon dates reflecting late Cretaceous-early Tertiary plutonism, deformation, and isotopic resetting, Valhalla Complex, southeast B.C.; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 8, p. A53.

Parrish, R.R., Carr, S.D., and Brown, R.L.
1985: Valhalla gneiss complex, southeast British Columbia, 1984 fieldwork; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 81-87.

Preto, V.A.
1970: Structure and petrology of the Grand Forks Group, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 69-22, 80 p.

Price, R.A.
1979: Intracontinental ductile crustal spreading linking the Fraser River and northern Rocky Mountain trench transform fault zones, south-central British Columbia and northeast Washington; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 499.
1985: Metamorphic core complexes of the first and second kind in the Cordillera of southern Canada and northern USA; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, p. 401.

Price, R.A. and Mountjoy, E.W.
1970: Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca Rivers - A progress report; Geological Association of Canada, Special Paper 6, p. 7-25.

Read, P.B. and Brown, R.L.
1981: Columbia River fault zone: southeastern margin of the Shuswap and Monashee complexes, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1127-1145.

Reesor, J.E.
1965: Structural evolution and plutonism in Valhalla gneiss complex, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 129, 128 p.
1970: Some aspects of structural evolution and regional setting in part of the Shuswap Metamorphic Complex; in Structure of the Canadian Cordillera, Geological Association of the Canada, Special Paper 6, p. 73-86.

Reesor, J.E. and Moore, J.M. Jr.
1971: Petrology and structure of Thor-Odin gneiss dome, Shuswap Metamorphic Complex, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 195, 149 p.

Roots, E.F.
1954: Geology and mineral deposits of Aiken Lake map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 274, 246 p.

Ross, J.V.
1970: Structural evolution of the Kootenay Arc, southeastern British Columbia; in Structure of the Canadian Cordillera, Geological Association of Canada, Special Paper 6, p. 53-65.

Stockwell, C.F.
1982: Proposals for time classification and correlation of Precambrian rocks and events in Canada and adjacent areas of the Canadian Shield; Part 1: A time classification of Precambrian rocks and events; Geological Survey of Canada, Paper 80-19, 135 p.

Tempelman-Kluit, D.J.
1979: Transported cataclasite, ophiolite, and granodiorite in Yukon: evidence of arc-continent collision; Geological Survey of Canada, Paper 79-14, 27 p.

Tempelman-Kluit, D.J. and Wanless, R.R.
1980: Zircon ages for the Pelly gneiss and Klotassin granodiorite in western Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 297-306.

Van Breemen, O., Henderson, J.B., Loveridge, W.D., and Thompson, P.H.
1987: U-Pb zircon and monazite geochronology and zircon morphology of granulites and granite from the Thelon Tectonic Zone, Healey Lake and Artillery Lake map areas, N.W.T.; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 783-801.

Wanless, R.K. and Reesor, J.E.
1975: Precambrian zircon age of orthogneiss in the Shuswap Metamorphic complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 326-333.

Wheeler, J.O.
1970: Summary and discussion; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, Geological Association of Canada, Special Paper 6, p. 155-166.

Adresse de l'auteur

R.R. Parrish
Commission géologique du Canada
601 rue Booth
Ottawa, Ontario
K1A 0E8

ADDENDA

LE SOCLE PRÉCAMBRIEN DU BASSIN D'ALBERTA

Une récente analyse de données de champ potentiel (aéromagnétiques et gravimétriques), conjuguée à la datation U/Pb d'échantillons du socle du bassin d'Alberta récupérés par forage, a permis de préciser considérablement l'âge et le caractère des éléments tectoniques régionaux du socle précambrien de l'Ouest du Canada. Une synthèse de ces données et idées nouvelles est présentée dans Ross et al. (1991) et Villeneuve et al. (1991). Les âges des roches cristallines s'échelonnent de 1,7 à 3,2 Ga et démontrent que, contrairement à la partie exposée du Bouclier canadien à l'est et au nord, le nord de l'Alberta renferme une vaste étendue de croûte vieille de 2,1 à 2,4 Ga. Sauf quelques exceptions, les roches archéennes sont confinées dans le tiers sud-est de la province, où elles prolongent la province de Churchill (Rae et Hearne) du Bouclier canadien sur le flanc occidental de l'orogène trans-hudsonien, de même que la bande de roches archéennes qui s'étend vers le nord à partir du craton du Wyoming.

Les ceintures orogéniques délimitées par les données de champ potentiel et la géochronologie U/Pb ont des âges compris pour la plupart entre 1,9 et 1,75 Ga; elles sont nombreuses et la plupart présentent des directions nord à nord-est. À l'intérieur de ce collage orogénique se distingue une zone cohérente de roches d'âge compris entre 2,1 et 2,4 Ga, dont le bloc le plus gros a été appelé «terrane de Buffalo Head»; c'est l'une des plus grandes étendues de croûte de cet âge qui aient été documentées au Canada. La province archéenne des Esclaves se termine au nord de 60°N de latitude et ne pénètre pas en Alberta.

Un des aspects intéressants de cette partie du Canada est qu'un grand nombre d'axes géophysiques ne peuvent être étendus sans ambiguïté à la Cordillère. Le court intervalle des âges du socle dans la Cordillère et leur similitude sur un long segment de la Cordillère suggèrent que des axes orogéniques ou magmatiques plus récents pourraient s'être surimposés en recoupant les axes nord-est de l'Alberta. Si tel est le cas, quelques-uns de ces axes plus récents pourraient avoir contribué à déterminer la géométrie du développement du miogéoclinal de la Cordillère durant les périodes ultérieures du Protérozoïque.

RÉFÉRENCES

Armstrong, R.L., Parrish, R.R., van der Heyden, P., Reynolds, S.J., and Rehrig, W.A.

1987: Rb-Sr and U-Pb chronology of the Priest River metamorphic complex: Precambrian X basement and its Mesozoic-Cenozoic plutonic-metamorphic overprint near Spokane, Washington; in Geology of Washington; Washington Division of Geology and Earth Resources, Bulletin 77, p. 15-40.

Armstrong, R.L., Parrish, van der Heyden, P., Scott, K., Runkle, D., and Brown, R.L.

1991: Early Proterozoic basement exposures in the southern Canadian Cordillera: Core gneiss of Frenchman Cap, Unit I of the Grand Forks gneiss, and the Vaseaux formation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28.

Brown, R.L., Carr, S.D., Johnson, B.J., Coleman, V.J., Cook, F.A., and Varsek, J.L.

1991: The Monashee decollement of the southern Canadian Cordillera: A crustal scale shear zone linking the Rocky Mountain foreland belt to lower crust beneath accreted terranes; in Thrust Tectonics, K. McClay (ed.), Geological Society of London Special Publication.

Jefferson, C.W. and Parrish, R.R.

1989: Late Proterozoic stratigraphy, U-Pb zircon ages and tectonic implications, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada; Canadian Journal of Sciences, v. 26, p. 1784-1801.

Mortensen, J.K.

1991: Pre-mid-Mesozoic tectonic evolution of the Yukon-Tanana terrane, Yukon and Alaska; Tectonics, v. 10.

Murphy, D.C., Walker, R.T., and Parrish, R.R.

1991: Age and geological setting of Gold Creek gneiss, crystalline basement of the Windermere Supergroup, Cariboo Mountains, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28.

McDonough, M.R. and Parrish, R.R.

1991: Proterozoic gneisses of the Malton Complex, near Valemount, British Columbia: U-Pb ages and Nd isotopic signatures; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28.

Parrish, R.R., Carr, S.C., and Parkinson, D.

1988: Eocene extensional tectonics and geochronology of the southern Ominica belt, British Columbia and Washington; Tectonics, v. 7, p. 181-212.

Parrish, R.R. and Scammell, R.J.

1988: The age of the Mount Copeland syenite gneiss and its metamorphic zircons, Monashee complex, southeastern British Columbia; in Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 2; Geological Survey of Canada, Paper 88-2, p. 21-28.

Roots, C.F. and Parrish, R.R.

1988: Age of the Mount Harper volcanic complex, southern Ogilvie Mountains, Yukon; in Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 2; Geological Survey of Canada Paper 88-2, p. 29-36.

Ross, G.M., Parrish, R.R., Villeneuve, M.E., and Bowring, S.A.

1991: Geophysics and geochronology of the crystalline basement of the Alberta Basin, western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28.

Ross, G.M. and Parrish, R.R.

1991: Detrital zircon geochronology of metasedimentary rocks in the southern Omineca Belt, Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28.

Villeneuve, M.E., Theriault, R.J., and Ross, G.M.

1991: U-Pb ages and Sm-Nd signature of two subsurface granites from the Fort Simpson magnetic high, northwest Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28.

Imprimé au Canada

Chapitre 5

ASSEMBLAGES DU PROTÉROZOÏQUE MOYEN

Résumé
Introduction
Principales divisions du Protérozoïque de la Cordillère
Séquence A, env. 1,7 à env. 1,2 Ga
  Supergroupe de Purcell (Belt) (Assemblage de Purcell-Wernecke)
    Division basale
    Division inférieure
    Division du carbonate intermédiaire
    Division supérieure
  Complexe de Monashee
  Supergroupe de Wernecke (Assemblage de Purcell-Wernecke)
  Succession de Muskwa Ranges (Assemblage de Muskwa)
  Succession de Cap Mountain (Assemblage de Cap Mountain-Hornby Bay)
    Milieu tectonique
  Âge et contexte tectonique de la Séquence A
Séquence B, env. 1,2 à env. 0,78 Ga
  Supergroupe de Mackenzie Mountains (Assemblage de Mackenzie Mountains)
    Âge et contexte tectonique
Références

Chapitre 5

ASSEMBLAGES DU PROTÉROZOÏQUE MOYEN

J.D. Aitken et M.E. McMechan

RÉSUMÉ

En général, l'âge des formations et des groupements plus vastes de roches stratifiées du Précambrien de la Cordillère est mal défini. Seuls deux assemblages utiles de macrofossiles sont connus: une faune non squelettique édiacarienne, rencontrée seulement dans les formations les plus récentes, et une association plus ancienne à *Chuaria-Tawuia* dont la longue durée, de plusieurs centaines de millions d'années, ne permet guère mieux de délimiter l'âge que les rares données radiométriques disponibles. Jusqu'à présent, la biostratigraphie des stromatolites n'a pas permis une bonne chronocorrélation avec le Riphéen de l'U.R.S.S. Seules les formations les plus récentes ont pu être caractérisées par des faunes palynologiques.

Peu de données radiométriques fiables ont été publiées, mais les dates de délimitation des intervalles et les relations structurales permettent de placer la plupart des grandes successions de strates protérozoïques de la Cordillère dans l'une des trois séquences identifiées par G.M. Young et ses collaborateurs:

Séquence A: env. 1,7 à env. 1,2 Ga

Séquence B: env. 1,2 à env. 0,78 Ga

Séquence C: env. 0,78 à env. 0,57 Ga

Ces séquences, dont A et B sont le thème du présent chapitre, fournissent un cadre de discussion utile bien qu'imprécis. La Séquence C repose en discordance sur la Séquence B, et elle fait l'objet du chapitre 6.

La Séquence A (assemblages de Purcell-Wernecke, de Cap Mountain-Hornby Bay, de Muskwa), ne présente pas la continuité longitudinale qui dans la Cordillère caractérise les strates du Protérozoïque supérieur (Séquence C) et elle est typiquement représentée par le Supergroupe de Purcell (Belt) classique du sud-est de la Colombie-Britannique, du sud-ouest de l'Alberta, du Montana et de l'Idaho. Généralement, la configuration de ces faciès sédimentaires et leur puissance (qui peut atteindre 20 km) ont été interprétées comme celles d'une succession de marge continentale, mais du moins dans le cas du bassin de Belt-Purcell, les recherches effectuées dans la partie nord-ouest des États-Unis tendent de plus en plus à confirmer l'existence d'un bassin à deux versants, donc intracratonique. Dans la partie sud de la Cordillère canadienne, cette marge tronque le grain structural de la province de Churchill du Bouclier canadien, et prend elle-même une direction plus rapprochée de l'ouest que la marge continentale sur laquelle s'est déposée la Séquence C (assemblages de Pinguicula, de Rapitan, de Windermere et de Neruokpuk). Il semble que la marge de Purcell ait été tronquée par cette dernière.

Les formations plus anciennes (déposées antérieurement à la mise en place des laves de Coppermine) de l'homoclinal de Coppermine, c'est-à-dire les groupes de Hornby Bay et de Dismal Lakes, reposent sur un socle cristallin (>1,8 Ga) et appartiennent aussi à la Séquence A. Elles affleurent dans la Cordillère au mont Cap dans les Territoires du Nord-Ouest, et pourraient s'être déposées dans un bassin de rift de type aulacogène s'ouvrant vers le sud-ouest. Les relations structurales et régionales et quelques datations radiométriques suggèrent que le Supergroupe de Wernecke appartient aussi à la Séquence A. Il n'est connu que dans les monts Wernecke et Ogilvie, au Yukon; à l'instar du Supergroupe de Purcell (Belt), il a été plissé au Précambrien. Il est de toute évidence distal par rapport à la succession proximale de Hornby Bay-Dismal Lakes, et sa puissance, supérieure à 14 km, suggère une accumulation sur une marge continentale.

La succession protérozoïque plus ancienne des chaînons Muskwa du nord-est de la Colombie-Britannique, qui dépasse 6km d'épaisseur, n'a pas été datée, mais est plus ancienne que la Séquence C et ressemble à la fois aux successions de Hornby Bay-Dismal Lakes et à la succession de Purcell classique. Elle se trouve dans un promontoire structural, et par analogie avec le promontoire de Waterton au niveau du 49^e parallèle, elle constitue probablement un «épaississement» plus ou moins local de la Séquence A, près du front montagneux. Il est difficile de préciser la nature de cet «épaississement» et de déterminer s'il représente un rentrant dans la marge continentale ou le flanc sud-est du bassin de rift de l'homoclinal de Coppermine.

La Séquence B (Assemblage de Mackenzie Mountains) n'est préservée qu'au nord de 60 °N et comprend le Supergroupe de Mackenzie Mountains et le Groupe de Rae, postérieur aux coulées de laves, qui font tous deux partie de l'homoclinal de Coppermine. Ces strates, dont l'épaisseur totale dépasse 4 km dans les monts Mackenzie, présentent des faciès et une distribution d'épaisseur typiques d'un milieu sédimentaire de plate-forme. Il pourrait s'agir de dépôts de bassin épicratonique, mais dans ce cas la relation spatiale avec la marge continentale de la Séquence C serait difficilement explicable.

La source des éléments terrigènes des formations de la Séquence B était le Bouclier canadien. Il n'existe aucune preuve de l'existence d'une source à l'ouest.

Aitken, J. D. et McMechan, M. E.

1991: Assemblages du Protérozoïque moyen; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 5, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

Le Supergroupe de Purcell (Belt) abrite un gisement géant et plusieurs gisements plus petits de Pb-Zn (Ag). En général, les formations clastiques de la Séquence A, et en particulier la Formation de Grinnell de la succession de Purcell classique, présentent une teneur anormalement élevée en Cu, mais aucun de ces gîtes n'a encore été exploité au Canada. Le Supergroupe de Wernecke abrite de nombreux indices de Cu, Pb, Zn, Ag, Co et U, qui sont tous économiquement inaccessibles et qui n'ont donc pas encore été exploités. Le potentiel de la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes semble principalement résider dans l'existence de gîtes d'uranium, mais des concentrations anormalement élevées de cuivre ont été observées dans des dépôts stratiformes, du moins localement. L'Assemblage de Muskwa, dans la Séquence A, abrite de nombreux indices cuprifères dans des gîtes filoniens associés à des dykes mafiques; l'un de ces gîtes a été exploité.

Le Groupe de Little Dal (Supergroupe de Mackenzie Mountains; Séquence B) abrite un vaste gisement inexploité de Zn-Pb dans les monts Mackenzie. Son éloignement, et l'existence de gisements plus grands et plus accessibles dans les strates paléozoïques du bassin de Selwyn, empêchent pour l'instant sa mise en valeur.

INTRODUCTION

Les roches du Protérozoïque moyen de la Cordillère canadienne contiennent d'épaisses successions de strates essentiellement non altérées. Sauf dans les zones de métamorphisme maximal dans l'orogène, la conservation des structures sédimentaires primaires, même à l'échelle microscopique, permet une analyse sédimentologique approfondie, qui est seulement limitée par l'absence de fossiles autres que de simples microfossiles et des stromatolites algaires.

L'étude du Protérozoïque de la Cordillère près du 49e parallèle a commencé vers le début du XXe siècle, et la lithostratigraphie de cette région était déjà bien établie dès les années 40. Par ailleurs, dans le nord-est de la Colombie-Britannique, aucune étude tant soit peu détaillée du Protérozoïque n'a été entreprise avant les années 60, et au moins dix ans plus tard dans les monts Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest) et les monts Wernecke (Yukon). Ce n'est qu'au début des années 80 qu'ont été publiés les premiers rapports allant au-delà de simples études de reconnaissance, sur les épaisses et importantes successions des monts Wernecke. Ainsi, surtout au nord, les problèmes épineux que pose la géologie protérozoïque de la Cordillère demandent à être étudiés plus en détail.

PRINCIPALES DIVISIONS DU PROTÉROZOÏQUE DE LA CORDILLÈRE

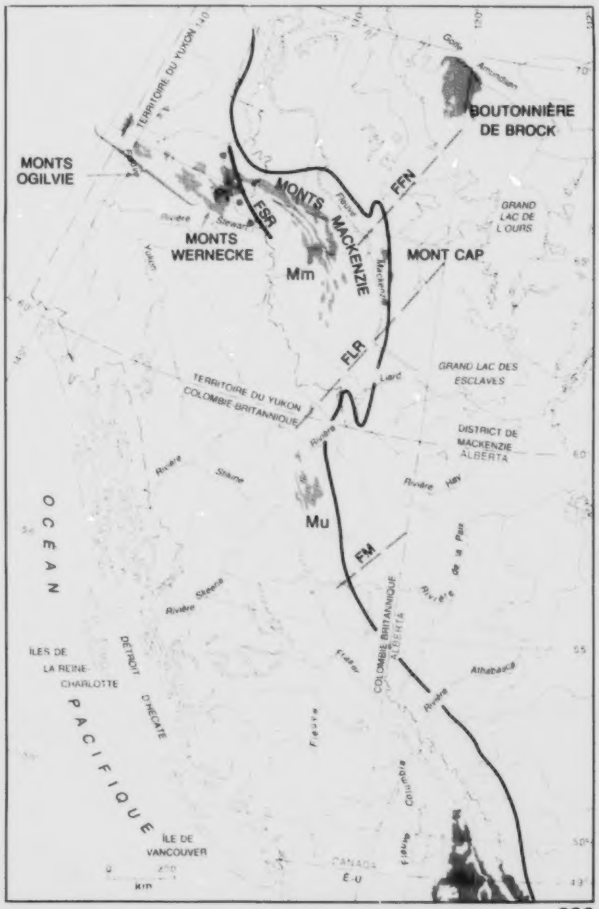
Les formations de la Cordillère plus anciennes que le Supergroupe de Windermere (fig. 5-1, 5-2) ont été étudiées suffisamment en détail pour que la lithostratigraphie et la sédimentologie locales soient généralement bien connues. La rareté des datations radiométriques fiables a rendu extrêmement difficile la chronocorrélation, et il est rarement possible d'associer avec confiance la succession affleurant sur une culmination structurale (anticlinorium de Purcell, anticlinorium de Tuchodi Lakes) à celle exposée sur une autre culmination structurale. De nombreuses «corrélations» publiées ne peuvent être confirmées de façon objective.

Les auteurs adoptent ici, avec les modifications rendues nécessaires par de nouvelles données, les divisions naturelles du Protérozoïque moyen et supérieur de l'ouest de l'Amérique du Nord, telles que proposées par Young (1978) et Young et al. (1979):

Séquence A : env. 1,7 à env. 1,2 Ga

Séquence B : env. 1,2 à env. 0,78 Ga

Séquence C : env. 0,78 à env. 0,57 Ga



LÉGENDE

FSR = *Faille de Snake River*	Mm = *Supergroupe de Mackenzie Mountains*
FFN = *Ligne de Fort Norman*	Mu = *Assemblage de Muskwa*
FLR = *Faille de Lèith Ridge*	Pu = *Supergroupe de Purcell (Belt)*
FM = *Faille de McDonald*	Hb-Dl = *Succession de Hornby Bay-Dismal Lakes*
Pi = *Groupe de Pinguicula*	
R = *Groupe de Rae*	

Figure 5-1. Distribution des roches du Protérozoïque moyen dans la Cordillère canadienne et l'homoclinal de Coppermine. La ligne noire figure la limite de la déformation cordillérienne.

Le présent chapitre traite principalement des séquences A et B, qui correspondent en gros au Protérozoïque moyen, quoiqu'une partie de la Séquence B puisse se prolonger dans le Protérozoïque supérieur.

SÉQUENCE A, ENV. 1,7 À ENV. 1,2 Ga

La Séquence A (assemblages de Purcell-Wernecke, de Cap Mountain-Hornby Bay, de Muskwa) recouvre des roches du socle dans la province de Churchill au sud, et des roches sédimentaires, volcaniques, métamorphiques et plutoniques dans l'ouest de la province de l'Ours au nord. Elle est limitée à son sommet par des roches ignées mafiques, intrusives et effusives, présentes sur de grandes étendues, qui ont livré des âges de près de 1,2 Ga, et dont les laves de Coppermine (Formation de Copper Creek définie par Baragar et Donaldson, 1973) sont représentatives. En se basant sur de nouvelles datations effectuées par la méthode U/Pb sur zircon, Bowring et Ross (1985) ont remis en question la validité des datations ayant révélé un âge de 1,2 Ga, et suggéré que le vaste épisode d'activité ignée de caractère mafique pourrait être plus ancien de quelques «centaines de millions d'années». Ici, les auteurs ont adopté l'âge de 1,2 Ga, qui est largement admis, en attendant les résultats de recherches plus poussées. (Voir l'addenda).

Les roches sédimentaires attribuées (parfois provisoirement) à la Séquence A sont exposées dans quatre régions

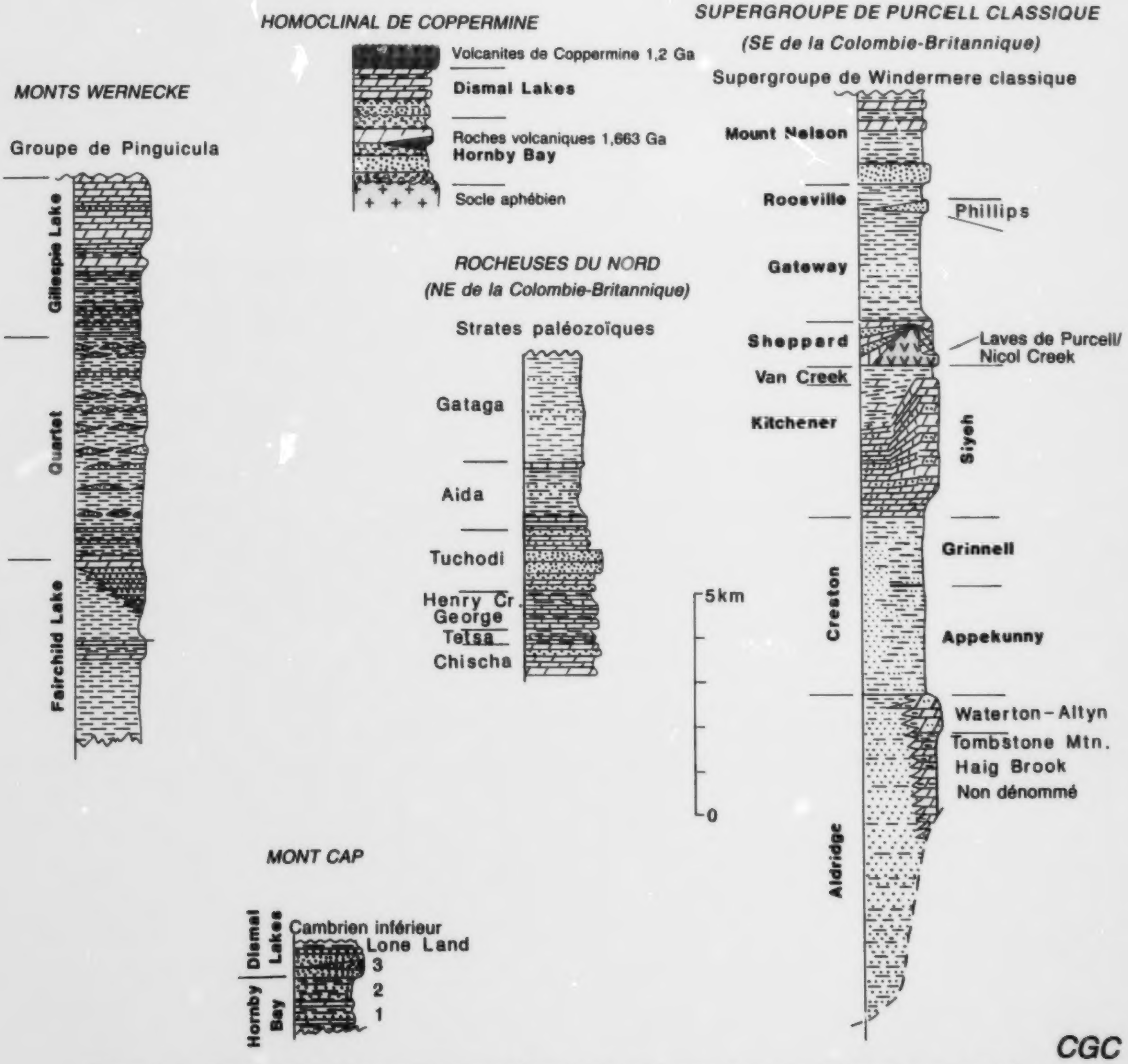


Figure 5-2. Comparaison des assemblages du Protérozoïque moyen. Aucune corrélation n'est suggérée. Sources: Delaney (1981), Kerans etal., (1981), Bell (1968), McMechan (1981).

de la Cordillère canadienne: le Supergroupe de Purcell (Belt) classique dans le sud-est de la Colombie-Britannique et le sud-ouest de l'Alberta; le Supergroupe de Wernecke dans les monts Wernecke et Ogilvie au Yukon; les strates antérieures au Supergroupe de Windermere des Rocheuses du Nord (Assemblage de Muskwa); et les roches subcambriennes affleurant au mont Cap, dans le sud des monts Franklin à l'intérieur du district de Mackenzie (fig. 5-1, 5-2).

Supergroupe de Purcell (Belt) (Assemblage de Purcell-Wernecke)

Le Supergroupe de Purcell (Belt) du sud-est de la Colombie-Britannique, du sud-ouest de l'Alberta, de l'ouest du Montana, de l'Idaho et de l'est de l'État de Washington atteint des puissances maximales de plus de 11 km au Canada (Reesor, 1958), et de plus de 20 km aux États-Unis (Harrison, 1972). Dans la portion canadienne du bassin de Belt-Purcell, le Supergroupe de Purcell (Belt) (fig. 5-3, 5-4) comprend une séquence de roches marines de milieux peu profonds et de roches non marines, et une séquence sous-jacente représentée à l'ouest par des roches clastiques de bassin, à grain fin, et à l'est par des roches clastiques et carbonatées de plate-forme. La base n'affleure pas. Les changements de faciès sont généralement nets près de la limite d'affleurement nord-est, mais deviennent plus subtils au sud-ouest. Ces changements de faciès, les distances relativement importantes entre les régions où affleurent le mieux les diverses parties de la succession, et l'absence d'études géologiques couvrant la frontière entre le Canada et les États-Unis, sont les raisons pour lesquelles une nomenclature stratigraphique complexe a été utilisée pour décrire la partie nord (au nord de 48°N) du bassin de Belt-Purcell (fig. 5-3).

Deux interprétations différentes ont été proposées au sujet du milieu et du caractère tectonique du bassin de Belt-Purcell. Les géologues canadiens, impressionnés par la grande épaisseur du Supergroupe de Purcell (Belt) et par les changements de faciès proximaux à distaux vers le sud-ouest, ont généralement préféré l'hypothèse d'un milieu de marge continentale et de l'existence d'un miogéoclinal (voir McMechan, 1981). Aux États-Unis, quelques géologues, C.D.Walcott le premier, ont interprété le bassin de Belt comme un bassin intracratonique, tandis que plus récemment, Harrison (1972) et Harrison et al. (1974) l'ont considéré comme un miogéoclinal ou peut-être même un aulacogène. Des études récentes, (p. ex., Winston et al., 1984; Roberts, 1986) appuient encore davantage l'hypothèse d'un bassin intracratonique à deux versants. Malgré une étude détaillée du bassin, cette hypothèse n'est pas encore vérifiée.

À l'exception des roches fortement déformées et métamorphisées affleurant sur la marge ouest de la chaîne Purcell, le Supergroupe de Purcell (Belt) peut être en gros partagé en quatre divisions, selon la présence de roches distinctives et de séquences facilement corrélables: basale, inférieure, carbonate intermédiaire et supérieure. Les limites de ces divisions ne correspondent pas partout à celles des formations reconnues. Les variations de puissance et les changements de faciès sont particulièrement prononcés dans la division basale, qui est représentée par une succession relativement mince de plate-forme le long de la limite d'affleurement nord-est dans le chaînon Clark des Rocheuses (fig. 5-4), et ailleurs par un puissant assemblage typique d'un milieu de bassin. Les variations de la division inférieure reflètent la configuration concave de la marge continentale et l'interaction des sources de débris à l'est et au sud. La division du carbonate intermédiaire est représentée par un faciès mince de plate-forme le long de la limite d'affleurement nord-est et ailleurs par un faciès plus épais, caractéristique d'un milieu de bassin. D'importantes variations lithologiques apparaissent dans la division supérieure près des limites ouest et nord, et non près de la limite d'affleurement nord-est.

Comme les autres assemblages de strates attribués à la Séquence A, le Supergroupe de Purcell (Belt) ne montre pas une distribution linéaire et presque continue des affleurements sur toute la longueur de la Cordillère, comme le fait visiblement le Supergroupe de Windermere (Séquence C, fig. 6-1). Les variations d'épaisseur et les changements de faciès observés dans la division inférieure, la division du carbonate intermédiaire et la partie inférieure de la division supérieure, montrent que les décalages vers l'ouest de la limite d'affleurement nord-est du Supergroupe de Purcell (Belt) reflètent la configuration initiale de la marge nord-est du bassin.

Des filons-couches mafiques, et moins souvent des dykes mafiques, font intrusion dans le Supergroupe de Purcell (Belt) partout où il affleure. Des filons-couches existent dans toutes les unités de ce supergroupe; des laves sont présentes dans la division supérieure. Les filons-couches les plus épais (50-400 m) et les plus abondants se trouvent dans la partie inférieure du faciès de bassin de la division basale, où ils constituent environ le quart de la coupe stratigraphique (Hamilton, 1984). Dans les affleurements ouest et sud-est, des filons-couches et des dykes apparaissent au-dessus des laves (Rice, 1941, Hunt, 1962). Les intrusions représentent probablement plusieurs épisodes de mise en place. La plupart des filons-couches importants de la partie inférieure de la division basale sont probablement associés au rifting et à l'étirement synsédimentaires du socle sous-jacent au Supergroupe de Purcell (Belt) (T.Høy, communication personnelle, 1985), mais des filons-couches et dykes ont aussi été mis en place pendant l'épisode volcanique de la division supérieure (Daly, 1912; Schofield, 1915; Rice, 1937; Hunt, 1962; McMechan, 1981), et pendant des épisodes postérieurs au Supergroupe de Purcell (Belt) (Rice, 1941; Reesor, 1958). Un grand nombre des filons-couches et dykes ultérieurs sont peut-être reliés aux épisodes de rifting et de volcanisme associés à la Séquence C.

L'âge du Supergroupe de Purcell (Belt) est délimité par l'âge du socle sous-jacent, soit environ 1,7 Ga (Burwash et al., 1962; Giletti, 1966; Obradovich et Peterman, 1973), et par l'âge du Supergroupe de Windermere, qui le surmonte en discordance. L'âge K/Ar d'environ 850 Ma souvent cité en rapport avec les roches volcaniques basales de Windermere n'est plus aussi sûr, de nouvelles datations U/Pb d'environ 730 Ma ayant été obtenues sur des zircons prélevés dans des roches granitiques recouvertes en discordance par des successions de Windermere au nord du bassin de Belt-Purcell (Evenchick et al., 1984; voir aussi Devlin etal., 1985). Des études géochronologiques (Hunt, 1962; Obradovich et Peterman, 1968; Zartman et al., 1982) suggèrent que la sédimentation dans le bassin de Belt-Purcell a eu lieu entre 1,5 Ga et 850 Ma environ, tandis que des études paléomagnétiques (Evans et al., 1975;

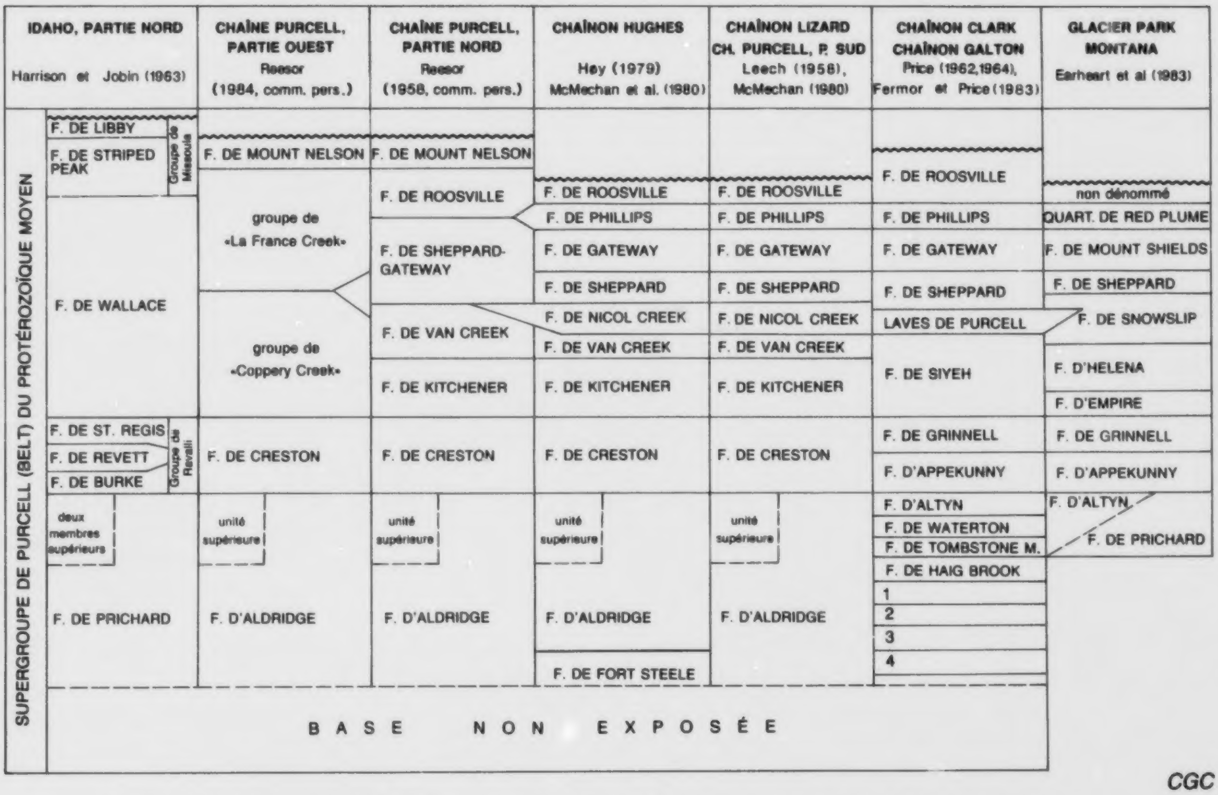


Figure 5-3. Nomenclature du Supergroupe de Purcell (Belt) classique (d'après McMechan, 1981).

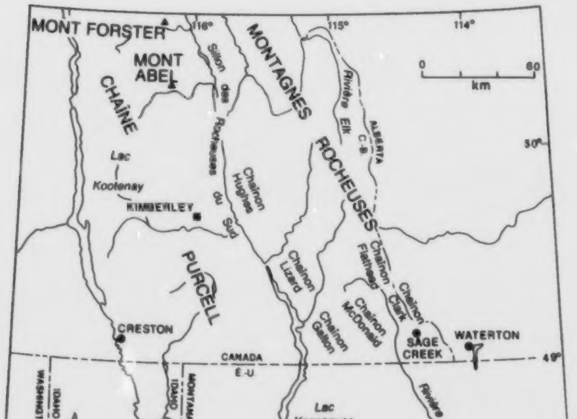


Figure 5-4. Carte de localisation des régions d'affleurement du Supergroupe de Purcell (Belt).

Vitorello et VanderVoo, 1977; Elston et Bressler, 1980) indiquent que la sédimentation a eu lieu entre 1,5 et 1,2 Ga approximativement. Ces dernières valeurs concordent assez bien avec un nouvel âge radiométrique d'environ 1 300 Ma obtenu par la méthode Rb/Sr sur roche totale dans le cas du stock de Hellroaring Creek (Ryan et Blenkinsop, 1971; McMechan et Price, 1982) qui recoupe des strates plissées et métamorphisées du Supergroupe de Purcell (Belt). L'étude de la fabrique métamorphique à l'échelle régionale, l'étude des relations intrusives, et les datations radiométriques incertaines (p. ex., les datations des formations lithologiques) suggèrent que les âges isotopiques les plus récents (<1,2 Ga) reflètent un rajeunissemnt partiel relié à un épisode thermique ultérieur dont la nature et l'époque sont difficiles à déterminer (p. ex., McMechan et Price, 1982). Des chercheurs qui s'intéressent au Supergroupe de Purcell (Belt) ne sont pas tous d'avis que le supergroupe a subi une phase de plissement antérieurement au dépôt du Supergroupe de Windermere, et ont du mal à s'expliquer l'absence d'un prisme de roches clastiques qui aurait été produit par ce plissement.

Division basale

Dans la division basale du Supergroupe de Purcell (Belt), s'observent d'importants changements de faciès et variations de puissance. Dans l'ensemble de la chaîne Purcell et dans le chaînon Lizard des Rocheuses, cette division se

compose d'une épaisse séquence de turbidites et d'argilites d'eau profonde, attribuée à la Formation d'Aldridge. Dans le chaînon Hughes seulement, sont exposés au-dessous de la Formation d'Aldridge un quartzite fluvial ou littoral, une argilite à polygones de dessiccation et une siltite, appartenant à la Formation de Fort Steele (fig. 5-3).

Dans la chaîne Purcell, la Formation d'Aldridge, qui peut atteindre 4,2 km d'épaisseur, est divisée en trois unités (Reesor, 1958; Edmunds, 1973, 1977; Høy et Diakow, 1982). L'unité inférieure se compose d'un quartzite, d'un quartzite argileux et d'une siltite (tous interprétés comme des turbidites distales) de couleur rouille en surface altérée, laminés, finement stratifiés, à grain très fin, accompagnés de quelques délits (partings) d'argilite noire.

L'unité intermédiaire est caractérisée par des couches minces à épaisses de quartzite fin et de quartzite argileux qui sont interstratifiés avec une siltite laminée ou à lamination oblique de migration de rides, et avec une argilite sombre et laminée (fig. 5-5). Les grès sont interprétés comme des turbidites représentant les divisions A-E d'une séquence type de Bouma (1962), et sont plus proximaux que ceux de l'unité inférieure. L'unité intermédiaire de la Formation d'Aldridge contient de minces unités repères remarquables, qui représentent le seul moyen de chronocorrélation à l'intérieur de la Formation d'Aldridge/Prichard (fig. 5-3). Ces unités, qui se composent de siltite carbonée gris sombre et de siltite non carbonée gris pâle, toutes deux à lamination parallèle, contiennent des séquences de lamines qui peuvent être corrélées une à une sur des distances de près de 300km (Huebschman, 1973; Edmunds, 1977; Finch et Baldwin, 1984). L'unité intermédiaire forme la base des affleurements dans le chaînon Lizard. Dans la chaîne Purcell, les unités inférieure et intermédiaire de la Formation d'Aldridge contiennent en abondance des filons-couches de métadiorite et de métadiorite quartzique qui font partie des Intrusions de Moyie.

L'unité supérieure se compose d'une argilite gris sombre et gris moyen, finement stratifiée, de couleur rouille en surface altérée, accompagnée de minces lamines parallèles de siltite gris pâle et de siltite carbonée gris sombre, et secondairement de siltite et d'argilite laminées. Quelques quartzites en couches minces à épaisses existent localement. Vers le sommet, la siltite devient plus abondante, les lamines plus discontinues, et des craquelures de synérèse (figures de rétraction sous-aquatique) ainsi que des figures alternantes d'affouillement et de colmatage apparaissent; elles sont les premiers indices d'un passage graduel aux dépôts d'eau peu profonde de la Formation de Creston susjacente. Une dolomie et une siltite dolomitique sont présentes localement.

Dans le chaînon Hughes, la Formation d'Aldridge se divise aussi en trois parties. La partie inférieure se compose d'une épaisse succession (2 600-1 500 m) s'amincissant vers le nord, composée d'argilite et de siltite intertidales et subtidales, et d'une importante unité cryptalgaire carbonatée (Høy, 1979). La corrélation des séquences repères (Finch et Baldwin, 1984) suggère que ces strates sont équivalentes aux turbidites proximales et distales des unités inférieure et intermédiaire de la Formation d'Aldridge, dans la chaîne Purcell et le chaînon Lizard. Des turbidites à grès quartzeux, dont le grain s'affine à mesure que s'amincit l'unité, dont l'épaisseur passe de 400 à 240 m vers le nord, caractérisent l'unité intermédiaire (Høy, 1979). Une argilite laminée typique de la partie supérieure de la Formation d'Aldridge constitue l'unité supérieure. Les dépôts subaériens à marins peu profonds de la Formation de Fort Steele et de la partie inférieure de la Formation d'Aldridge, dans le chaînon Hughes, sont des dépôts de plate-forme. Le passage progressif vers le haut aux sédiments d'eau profonde des unités intermédiaire et supérieure de la Formation d'Aldridge indique une subsidence et une transgression marine. L'épaisseur importante (3-4 km) des turbidites à grès quartzeux fin et siltstone qui se sont accumulées ailleurs dans le bassin suggère que cette subsidence s'est faite à l'échelle du bassin.

La limite d'affleurement nord-est du Supergroupe de Purcell (Belt) suit le bord externe de la nappe de charriage de Lewis dans le chaînon Clark. Là, la division basale est principalement représentée par une séquence de plate-forme, mais au sud et à l'ouest, des strates équivalentes prennent un aspect plus caractéristique d'une séquence de bassin.

La Formation de Waterton, de 170 à 248 m d'épaisseur, a longtemps été considérée comme la base du Supergroupe de Purcell (Belt) là où celui-ci affleure, parce qu'elle constitue la base de la nappe de charriage de Lewis dans l'est du chaînon Clark. À cet endroit, elle se compose d'une dolomie et d'un calcaire microcristallins qui sont rubanés et laminés, d'argilite verte et de dolomie argileuse microcristalline, de dolomie microcristalline bariolée, à laminations rouge brunâtre et vert clair, de calcaire blanc dense, ainsi que de dolomie stromatolitique grise et de dolomie cherteuse (Price, 1964). Fermor (1980) et Fermor et Price (1983) ont reconnu des strates semblables dans des fenêtres structurales dans l'ouest du chaînon Clark. Ces strates deviennent plus argileuses vers le sud, et au ruisseau Sage, les strates équivalentes se composent d'argilite gris verdâtre, laminée, dolomitique et calcareuse,

Figure 5-5. Grès et siltstone de la partie médiane de la Formation d'Aldridge (interprétés comme étant des turbidites), interstratifiés avec une argilite et recoupés par les filons-couches de métadiorite et métadiorite quartzique des Intrusions de Moyie. Vue du flanc est du mont Evans, à environ 5 km à l'ouest du stock de Hellroaring Creek du Protérozoïque moyen. (Photo: J.E. Reesor). GSC 205235-D

accompagnée de quelques interstrates de calcaire et d'argilite. Une variation similaire vers l'ouest apparaît entre Waterton et le ruisseau Sage (Fermor et Price, 1983). Le long de la partie ouest du chaînon Clark, deux unités cartographiables, les formations de Tombstone Mountain et de Haig Brook sont reconnues. Quatre unités supplémentaires numérotées de 1 à 4 sont traversées par le puits Pacific-Atlantic Flathead N° 1 au ruisseau Sage, et interprétées comme constituant une succession stratigraphique normale au-dessous de la Formation de Haig Brook (fig. 5-3 et 5-6).

Selon Fermor et Price (1983), les nouvelles unités antérieures à la Formation de Waterton sont, de haut en bas:

- La Formation de Tombstone Mountain (175 m), qui se compose d'une argilite gris sombre et d'une dolomie et d'un calcaire argileux. La teneur en carbonates diminue vers le sud.
- La Formation de Haig Brook (≥150 m), qui se compose d'une dolomie et d'un calcaire gris et d'un calcaire et d'une dolomie argileux gris, rouges et verts.
- L'unité 1 (107 m), qui se compose d'une argilite, calcareuse et dolomitique, de couleur sombre, et d'une argilite noire.
- L'unité 2 (314 m), qui se compose d'une dolomie argileuse de couleur gris brunâtre pâle à gris moyen, et d'une argilite noire, accompagnées d'une dolomie rouge et verte à la base.
- L'unité 3 (219 m), qui se compose d'une dolomie et d'un calcaire microcristallins de couleur gris pâle, verte, rouge et blanche.
- L'unité 4 a été traversée par forage sur une épaisseur de 170 m, et sa base est inconnue. Cette unité se compose d'une dolomie argileuse compacte de couleur gris moyen à sombre.

La Formation d'Altyn (145-375 m) se compose d'une dolomie et d'un calcaire moins abondant, caractérisés par des teneurs variables d'impuretés argileuses et arénacées, et d'une argilite noire à grise, qui surmontent la Formation de Waterton (planche 2). Elle passe progressivement vers le haut à l'argilite verdâtre de la Formation d'Appekunny. Une subdivision en parties inférieure, intermédiaire et supérieure est possible dans les affleurements orientaux, mais pas dans les affleurements occidentaux, et la partie inférieure devient nettement moins argileuse vers le sud (Fermor et Price, 1983; Hill, 1983). La formation s'épaissit nettement vers l'ouest à travers le parc Waterton (Douglas, 1952), en grande partie à cause de l'épaississement de la partie inférieure (de 60 à 250 m) dans son niveau inférieur, accompagnée d'une augmentation de la teneur en argile de cette même partie.

Dans la partie ouest du chaînon Clark, une argilite dolomitique surmonte des strates corrélées avec la Formation de Waterton, et est surmontée par une argilite verte typique de la Formation d'Appekunny. L'argilite dolomitique s'épaissit vers le sud de 135 à 210 m, à mesure qu'elle perd sa teneur en grès et que sa couleur passe du vert dominant au gris. Selon Fermor et Price (1983), cette argilite doit être incluse dans la Formation d'Appekunny, et non dans la Formation d'Altyn. Price (1964) a interprété la Formation d'Altyn et ses équivalents comme représentant un milieu de plate-forme carbonatée côtière, qui passe vers l'ouest à un milieu d'eau plus profonde, dans lequel se sont accumulées des boues terrigènes.

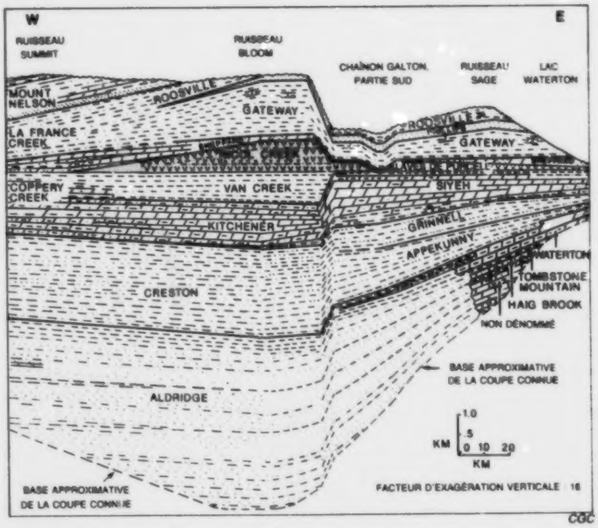


Figure 5-6. Coupe stratigraphique du Supergroupe de Purcell (Belt) classique. (Modifié d'après McMechan, 1981).

Les strates de la division basale du Supergroupe de Purcell (Belt), exposées dans l'ouest du chaînon Clark, peuvent être corrélées avec l'unité supérieure de la Formation d'Aldridge de la chaîne Purcell et de la partie occidentale des Rocheuses, de par leur aspect lithologique et leur position stratigraphique (Price, 1964; McMechan, 1981). La validité de ces corrélations est confirmée par une augmentation vers le sud de la quantité d'argilite, par la lamination parallèle et la couleur grise des formations d'Altyn, de Waterton et de Tombstone Mountains. Dans le National Glacier Park au Montana, les strates équivalentes sont les argilites carbonées, laminées, de couleur rouille en surface altérée, typiques de la partie supérieure de la Formation d'Aldridge (Prichard) (Earhart et al., 1983).

Dans la division basale du Supergroupe de Purcell (Belt) qui affleure dans le chaînon Clark, les variations d'épaisseur et les changements de faciès concordent avec les marges de bassin situées au nord et à l'est, telles que définies par les isopaques des divisions sus-jacentes du Supergroupe de Purcell (Belt) (voir fig. 5-7).

Division inférieure

La division inférieure du Supergroupe de Purcell (Belt) se compose principalement de sédiments clastiques déposés en eau peu profonde. Ces strates recouvrent progressivement des sédiments de bassin ou de plateforme de l'unité basale, et sont surmontées par des strates relativement riches en carbonates de l'unité intermédiaire. Dans la chaîne Purcell et les chaînons Lizard et Hughes des Rocheuses, elles appartiennent à la Formation de Creston et à la partie inférieure de la Formation de Kitchener; dans le chaînon Clark, elles appartiennent aux formations d'Appekunny et de Grinnell, et au membre inférieur de la Formation de Siyeh.

La Formation de Creston (920-2 350 m) se compose de siltite et d'argilite vertes, grises et violettes, et

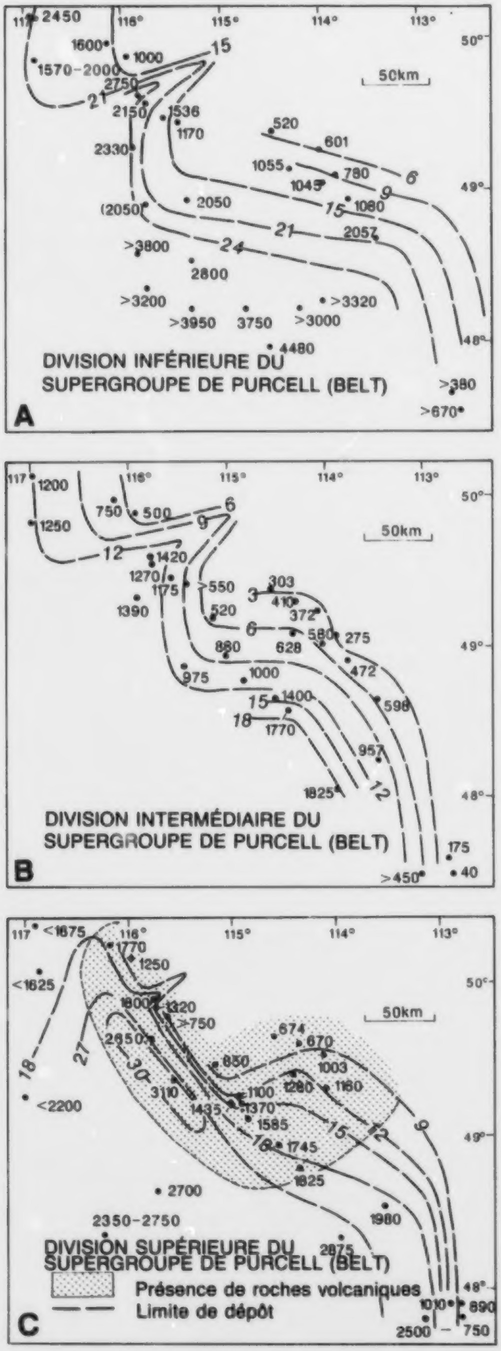
secondairement d'arénite quartzeuse. Les polygones de dessiccation, les surfaces avec rides de plage et les couches de débris arrachés abondent localement. Trois grandes unités ont été reconnues: les unités inférieure et supérieure comprenant des doublets granoclassés de siltite et d'argilite, et une unité intermédiaire caractérisée par de minces couches, latéralement continues, de siltite à grain grossier et de grès très fin. Des polygones de dessiccation sont présents dans les doublets de siltite et d'argilite et au sommet des lentilles d'arénite quartzeuse; ils sont plus fréquents dans les affleurements à l'est qu'à l'ouest, et généralement absents à la base de la formation. Il existe des lentilles d'arénite quartzeuse fine à grossière dans la partie supérieure de l'unité inférieure, et dans les unités intermédiaire et supérieure. Les couches d'arénite quartzeuse sont fréquentes à l'est du sillon des Rocheuses, où elles montrent des distributions bimodales et trimodales de l'orientation des stratifications obliques. Elles deviennent moins fréquentes à l'ouest, et semblent dériver du craton au nord et à l'est. Par contre, les siltites à grain grossier ou les quartzites à grain très fin, caractéristiques de l'unité intermédiaire, s'amincissent et deviennent plus fins vers le nord et vers l'est. Cette variation suggère la même source sud-ouest que celle supposée dans le cas des quartzites de Revett aux États-Unis (McMechan, 1981). Dans la chaîne Purcell et dans les chaînons Hughes et Lizard, la siltite à grain grossier de l'unité intermédiaire se présente sous forme de couches rigoureusement parallèles et continues. Mis à part leur granoclassement au sommet, celles-ci sont dépourvues de structure interne. Il existe localement des laminations parallèles, dont la base est nettement définie. Ces siltites se sont probablement déposées à la base de la zone intertidale ou dans un milieu subtidal peu profond, tandis que les séquences de siltite et argilite et d'arénite quartzeuse interstratifiées à polygones de dessiccation et à rides de plage, typiques de la partie supérieure de l'unité inférieure et de l'unité supérieure, sont intertidales (McMechan, 1981). Le faciès intertidal devient moins fréquent vers l'ouest, et rare dans l'ouest de la chaîne Purcell (Reesor, 1983). Par conséquent, la Formation de Creston s'est déposée dans des milieux intertidaux à subtidaux peu profonds, avec une augmentation de la sédimentation subtidale en fonction de l'éloignement de la limite d'affleurement nord-est.

L'argilite et la siltite de la Formation de Creston passent à l'argilite et à la siltite dolomitiques du membre inférieur de la Formation de Kitchener. Dans la plupart des régions, le membre inférieur (17-500 m) comprend une siltite et une argilite dolomitiques vertes ou localement grises, de moindres quantités de siltite et d'argilite non dolomitiques et peu de quartzite; des lentilles de calcaire micritique sont localement présentes. L'unité est caractérisée par des doublets dolomitiques, granoclassés, de siltstone et d'argilite. Dans les affleurements orientaux, les rides grimpantes, les stratifications lenticulaires et les polygones de dessiccation sont nombreux et ils sont aussi présents dans les affleurements de la région centrale. Il semble que la sédimentation ait eu lieu dans la zone intertidale inférieure (McMechan, 1981). Aucune roche de ce type n'a été identifiée dans les strates équivalentes, fortement déformées et métamorphisées, de la partie ouest de la chaîne Purcell (Reesor, 1983).

Dans le chaînon Clark, la Formation d'Appekunny surmonte des strates de la division basale du Supergroupe de Purcell (Belt). Dans la description qui suit, sont omises les strates dolomitiques antérieurement décrites de l'ouest du chaînon Clark, que Fermor et Price (1983) ont suggéré de traiter comme un membre de la Formation d'Appekunny, et non comme un faciès de la Formation d'Altyn. Dans sa région type, la Formation d'Appekunny se compose d'argilite verte, grise et parfois rouge, interstratifiée avec un siltstone et un grès quartzeux vert et gris pâle. Son épaisseur augmente de 300 à 600 m d'est en ouest dans le chaînon Clark, et présente des variations marquées. Tandis qu'à l'est, les argilites d'Appekunny sont vertes et contiennent de nombreuses interstrates rouges, les couches rouges sont rares ou absentes dans la partie occidentale du chaînon. Dans la partie sud-ouest du chaînon Clark, les argilites ont une couleur grise dominante au lieu de verte, et vers leur base présentent une fine lamination non observée dans la partie orientale de ce chaînon. À l'est, des polygones de dessiccation et rides de plage sont partout présents, mais à l'ouest il n'en existe que près du sommet. Price (1964) a conclu que le faciès oriental de la Formation d'Appekunny s'est probablement accumulé sous forme de dépôts de plaine d'inondation ou d'estran. Les grès quartzeux lenticulaires sont des dépôts de remplissage de chenal, tandis que les unités repères persistantes, épaisses, de quartzite, que l'on trouve dans la partie inférieure de la Formation d'Appekunny, sont peut-être des dépôts de plage transgressifs. Le faciès à argilite grise laminée, au sud-ouest, pourrait représenter des sédiments d'eau plus profonde; il est lithologiquement identique à la partie basale de la Formation de Creston dans les Rocheuses. Les argilites vertes de la Formation d'Appekunny passent aux argilites rouges de la Formation de Grinnell. Le contact est sans doute fortement diachronique (Price, 1964).

La Formation de Grinnell se compose d'une argilite rouge et d'un siltstone argileux, accompagnés d'interstrates lenticulaires de grès quartzeux blanc et gris verdâtre, dont la proportion augmente vers le haut. L'argilite présente souvent des polygones de dessiccation; des rides de plage sont abondantes dans le siltstone et le grès. Des conglomérats contenant des clastes arrachés d'argilite rouge, sont caractéristiques. Le contact avec la Formation de Siyeh sus-jacente est progressif. La puissance de la Formation de Grinnell passe d'environ 100 m au nord-est à 230 m au sud-est et à 520 m dans le sud-ouest du chaînon Clark. Selon Price (1964), la Formation de Grinnell s'est accumulée sur une plaine d'inondation non marine ou dans un milieu saumâtre d'estran. Le membre inférieur de la Formation de Siyeh sus-jacente contient la transition entre les strates clastiques de Grinnell au-dessous, et le membre intermédiaire principalement carbonaté de la Formation de Siyeh au-dessus. Il se compose d'argilite verte, grise et noire, de dolomie argileuse et arénacée verte et grise, et de grès quartzeux dolomitique. Au nord-est, son épaisseur passe de 9 à 150 m, aux dépens de l'unité carbonatée sus-jacente.

Les variations d'épaisseur, dans la division inférieure du Supergroupe de Purcell (Belt), délimitent une marge de bassin rectiligne (fig. 5-7), marge dont la configuration est indiquée par la position de la limite d'affleurement nord-est du Supergroupe de Purcell (Belt). Les changements de faciès progressifs à l'intérieur de la division, décrits plus haut, reflètent aussi cette configuration.



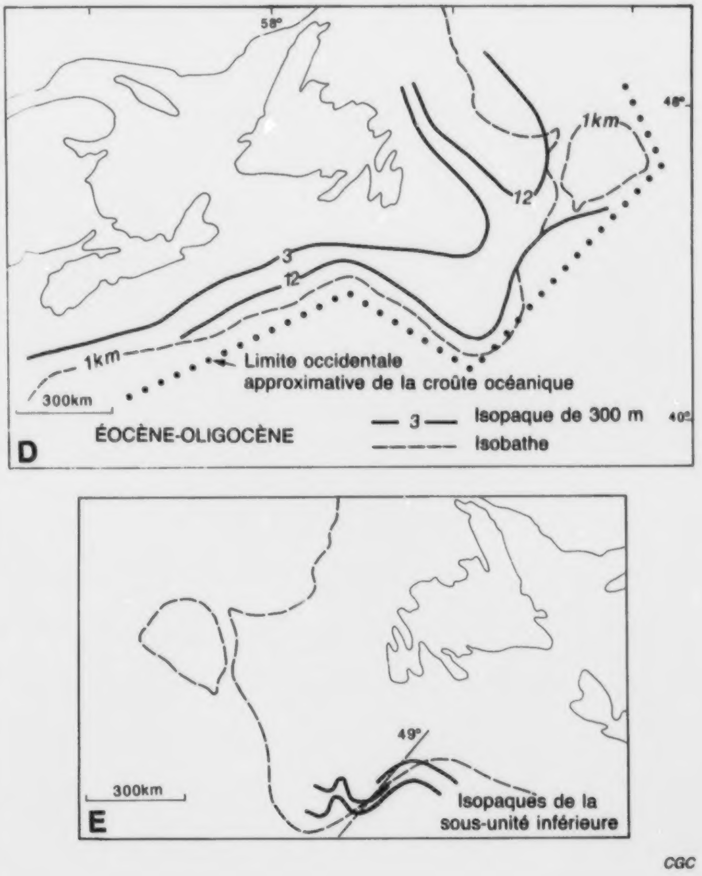


Figure 5-7. Configurations des isopaques des trois divisions du Supergroupe de Purcell (Belt) (A,B,C), comparées à la configuration de la marge passive de l'Atlantique à l'Éocène-Oligocène (D). (E) Isopaques de la figure A surimposées à la géométrie inversée de la marge de l'Atlantique. Les épaisseurs aux diverses localités sont exprimées en mètres, et les isopaques en centaines de mètres. (Modifié d'après McMechan, 1981).

Division du carbonate intermédiaire

La division du carbonate intermédiaire du Supergroupe de Purcell (Belt) forme une unité distinctive dans l'ensemble du bassin de Belt-Purcell, excepté dans la partie nord-ouest de la chaîne Purcell, où le métamorphisme et une déformation intense la rendent difficile à différencier des strates de la division supérieure du même supergroupe (Reesor, 1973). Le carbonate intermédiaire a un caractère de carbonate de plate-forme le long de sa limite d'affleurement nord-est (Siyeh intermédiaire, planche 2), et un caractère plus typique de bassin ailleurs. Dans les chaînons Clark et Galton des Rocheuses, les deux faciès sont représentés (fig. 5-6). Dans le centre et le nord de la chaîne Purcell et dans les chaînons Hughes et Lizard des Rocheuses, les deux faciès sont inclus dans le membre supérieur de la Formation de Kitchener. Dans l'ouest de la chaîne Purcell, ces strates sont incluses dans le «groupe de Coppery Creek», qui contient probablement aussi des strates appartenant à la division supérieure du Supergroupe de Purcell (Belt).

Le faciès de plate-forme comprend une dolomie et une dolomie argileuse finement stratifiées et laminées, une dolomie quartzogréseuse, un grès quartzeux dolomitique et des doublets granoclassés, gris à noirs, de siltite et d'argilite. Il existe fréquemment un conglomérat intraformationnel contenant des galets tabulaires ou discoïdes de dolomie; localement, on observe des stromatolites, des oolites, des polygones de dessiccation et des surfaces à rides de plage (Price, 1964; Høy, 1979; McMechan, 1981). Les faciès plus épais, d'eau plus profonde, comprennent une dolomie et un calcaire finement stratifiés, silteux et argileux, et des doublets de siltite et d'argilite, granoclassés, gris à noirs, carbonatés et non carbonatés se présentant sous forme de lamines et de très minces couches. Dans les roches carbonatées, apparaissent fréquemment des délits d'argilite noire et de grandes structures «en molaire». De petites structures «en molaire», des figures de charge, des structures en flamme et des craquelures de synérèse irrégulières sont abondants dans la siltite et l'argilite. Localement, existent de minces couches de dolomie quartzogréseuse, de conglomérat intraformationnel calcaire ou dolomitique, de calcaire oolitique, de stromatolites algaires et de surfaces à rides de plage. Ces sédiments se sont principalement déposés dans des milieux subtidaux peu profonds (McMechan, 1981).

Dans l'ouest de la chaîne Purcell, les strates du faciès plus typique d'un bassin sont déformées et métamorphisées de façon complexe. Elles ont été incluses dans le «groupe de Coppery Creek». Reesor (1983, 1984) a identifié trois unités à l'intérieur du «groupe de Coppery Creek». Une épaisse unité inférieure (1 400 m) se compose de dolomie interstratifiée avec une phyllade verte, grise ou noire, qui passe vers le haut à une phyllade argentée et verte, à une siltite et à un peu de carbonate. Une unité intermédiaire (200 m) se compose d'une phyllade noire et d'une siltite grise finement laminées. Une unité supérieure (300 m) contient une phyllade argentée, une phyllade calcareuse gris sombre et une dolomie, ainsi qu'une séquence de dolomie et quartzite interstratifiés à son sommet. La division du carbonate intermédiaire du Supergroupe de Purcell (Belt) est probablement représentée par l'épaisse unité inférieure du «groupe de Coppery Creek».

Un horizon repère distinctif, de 15 à 25 m d'épaisseur, principalement composé de stromatolites, se trouve à proximité du sommet de la division du carbonate intermédiaire dans les chaînons Clark et Galton et dans le sud du chaînon Lizard, et dans la région centrale de la chaîne Purcell (Price, 1964; McMechan, 1981). Les stromatolites variables, principalement columnaires, comprennent *Conophyton* dans certaines régions. Les strates situées au sommet de la division du carbonate intermédiaire deviennent plus argileuses, et la transition vers l'argilite de la division supérieure du Supergroupe de Purcell (Belt) se produit généralement sur quelques mètres. Localement, dans le chaînon Galton et l'est du chaînon Lizard, les strates appartenant à la partie intermédiaire de la division supérieure (Formation de Sheppard) reposent en discordance sur la division du carbonate intermédiaire (Price, 1964).

La transition d'un faciès de plate-forme à un faciès relativement typique d'un milieu de bassin est accompagnée d'un épaississement vers l'ouest: du sud du chaînon Lizard (700 m) à la région centrale de la chaîne Purcell (1 390 m), et du chaînon Hughes (500 m) au nord de la chaîne Purcell (1 250 m). Une épaisse succession de faciès plus caractéristique d'un bassin existe dans le nord du chaînon Lizard. Dans le chaînon Clark, la division du carbonate intermédiaire s'épaissit vers le sud et l'ouest, depuis la mince succession de plate-forme à ses limites d'affleurement nord (300 m) et sud-est (275 m), jusqu'au faciès mixte du sud-ouest du chaînon Clark (630 m). La diminution d'épaisseur vers l'est, dans le chaînon Clark, est peut-être due en partie à l'équivalence des couches de la division du carbonate intermédiaire, à l'ouest, avec les couches sommitales de la division inférieure du Supergroupe de Purcell (Belt), à l'est (Price, 1964). Les variations régionales d'épaisseur de la division du carbonate intermédiaire délimitent une marge de bassin rectiligne, semblable à celle de la division inférieure du Supergroupe de Purcell (Belt) (fig. 5-7). Les zones de faciès contenues à l'intérieur de la division intermédiaire suivent la direction générale des isopaques.

Division supérieure

Des roches détritiques, carbonatées et localement volcaniques, constituent la division supérieure du Supergroupe de Purcell (Belt). Les affleurements du centre et de l'est contiennent les uns comme les autres une succession commune de sédiments d'eau peu profonde et de sédiments subaériens, comprenant une unité volcanique, mais d'importantes variations apparaissent près des limites d'affleurement ouest et nord du Supergroupe de Purcell (Belt). Ci-dessous, seront décrits dans un premier temps les affleurements du centre et de l'est, puis dans un deuxième temps les affleurements de l'ouest et du nord.

Affleurements du centre et de l'est: la partie la plus basse de la division supérieure du Supergroupe de Purcell (Belt), dans les affleurements centraux et orientaux, se compose de doublets de siltite et d'argilite, laminées à très finement stratifiées, granoclassées, de couleur verte, localement rouge, violette ou noire. Par endroits, apparaissent des lentilles de quartzite fin et de siltite et d'argilite dolomitiques. Les polygones de dessiccation, les rides de plage, la lamination oblique de migration de rides, les

rides grimpantes, les couches de débris arrachés, les figures en «pull-apart», et les figures alternantes d'affouillement et de colmatage sont fréquents en certains endroits. Le milieu de sédimentation est probablement passé d'un estran à une plaine d'inondation non marine (Price, 1964; McMechan, 1980). Ces strates font partie de la Formation de Siyeh dans les chaînons Clark et Galton, et de la Formation de Van Creek dans les chaînons Lizard et Hughes ainsi que dans la chaîne Purcell septentrionale à méridionale. Dans toutes ces régions, les strates sont en contact franc avec les roches volcaniques sus-jacentes.

L'épaisseur de la partie supérieure de la Formation de Siyeh augmente vers le sud et vers l'est dans le chaînon Clark, de 30 m au nord-ouest à 105 m au sud-ouest et à 180 m au sud-est. L'épaississement vers l'est a probablement eu lieu en partie aux dépens des carbonates sous-jacents de la division intermédiaire du Supergroupe de Purcell (Belt). L'épaisseur de la Formation de Van Creek augmente vers l'ouest, de la partie centrale du chaînon Lizard (200 m) à la partie sud de la chaîne Purcell (750 m), et du chaînon Hughes (200 m) à la partie nord de la chaîne Purcell (600 m). Comme dans le cas des formations sous-jacentes du Supergroupe de Purcell (Belt), la Formation de Van Creek est plus épaisse dans la partie nord du chaînon Lizard (420 m) que dans les régions immédiatement adjacentes du chaînon Hughes et de la partie centrale du chaînon Lizard.

Les roches volcaniques constituent un important repère chronostratigraphique dans les affleurements centraux et orientaux du Supergroupe de Purcell (Belt). Dans le chaînon Clark, dans le sud du chaînon Flathead et dans le chaînon Galton, une succession de coulées vertes, amygdalaires, chloritisées, de composition basaltique à andésitique (Hunt, 1962) est appelée «Laves de Purcell» (60 m à 150 m). Dans le chaînon Clark et le sud du chaînon Flathead, une unité basale de 10 à 20 m d'épaisseur se compose de laves en coussins. Dans le sud du chaînon Galton, les laves ont localement été érodées avant le dépôt de la Formation de Sheppard sus-jacente (Price, 1962, 1964).

Dans les chaînons Lizard et Hughes et dans la chaîne Purcell méridionale à septentrionale, l'unité volcanique prend le nom de «Formation de Nicol Creek». Près de sa bordure de dépôt occidentale, la Formation de Nicol Creek se compose entièrement de tuf volcanique. Ailleurs, elle est constituée de coulées volcaniques massives et amygdalaires, vertes et marron, interstratifiées, ainsi que de grès et siltstone volcaniques verts dérivés de ces coulées, de tufs, et de siltite et argilite non volcaniques, localement dolomitiques, vertes et violettes. D'après les analyses chimiques, les roches volcaniques sont de composition basaltique à andésitique (Daly, 1912; Hunt, 1962; McMechan et al., 1980). L'abondance locale, dans les roches sédimentaires, de polygones de dessiccation, d'une lamination de migration de rides, de rides de plage et de couches de débris arrachés indique un dépôt sur un estran ou sur une plaine d'inondation non marine (McMechan, 1980). La Formation de Nicol Creek est surmontée brusquement par des sédiments quartzeux. Le contact est représenté par une disconformité dans certaines parties de la chaîne Purcell et dans l'est du chaînon Lizard, où les formations de Nicol Creek et de Van Creek semblent avoir été érodées avant le dépôt de la Formation de Sheppard (voir le chaînon Galton méridional). La Formation de Nicol Creek a environ 750 m d'épaisseur dans le sud de la chaîne Purcell et dans la région centrale du chaînon Hughes, et diminue rapidement d'épaisseur à l'est et à l'ouest, sauf dans un secteur anomalique situé dans la partie nord du chaînon Lizard, où elle atteint 608 m d'épaisseur.

La Formation de Sheppard se compose de dolomie stromatolitique, de dolomie, de grès quartzeux et siltstone de couleur grise et rouge sombre, de grès et siltite dolomitiques vert pâle, et d'argilite laminée verte et rouge. Des rides de plage, des polygones de dessiccation, des couches de calcaire oolitique à stratification oblique et de conglomérats intraformationnels sont présents localement. Une coulée de lave chloritisée, de 10 à 15 m d'épaisseur, qui ressemble aux coulées des Laves de Purcell, est présente dans la partie inférieure de la Formation de Sheppard, dans le sud du chaînon Clark. Dans le chaînon Clark, les couches rouges sont limitées à la partie supérieure de la Formation de Sheppard, et deviennent plus abondantes à l'est et au nord (Price, 1964). Les données suggèrent un milieu de sédimentation peu profond, caractérisé par un apport intermittent de sédiments terrigènes (Price, 1964; McMechan, 1981). Les roches de la Formation de Sheppard passent vers le haut à la siltite et à l'argilite de la Formation de Gateway. L'épaisseur de la Formation de Sheppard, qui est de 275 m dans le sud du chaînon Clark, passe à 165 m dans la partie nord du même chaînon, à 125 m dans la partie sud-ouest et à 50 m dans le sud du chaînon Flathead. Les strates présentes dans la partie supérieure de la Formation de Sheppard, dans le chaînon Clark, sont peut-être équivalentes à celles attribuées ailleurs à la partie inférieure de la Formation de Gateway (Price, 1964). La Formation de Sheppard atteint environ 200 m d'épaisseur dans le nord du chaînon Hughes, 115 m dans le nord du chaînon Lizard et 115 m dans le sud de la chaîne Purcell.

La Formation de Gateway se compose de deux membres, un membre inférieur à siltite et un membre supérieur à siltite et dolomie. Une siltite finement stratifiée, présentant quelques délits d'argilite et contenant, en faible quantité, des doublets de siltite et d'argilite, granoclassés et laminés de façon discontinue, constitue le membre inférieur de cette formation. Ces strates passent d'une couleur à prédominance de rouge sombre ou rouge violacé le long de la limite d'affleurement nord-est dans le chaînon Clark, à une couleur surtout gris-vert et grise ailleurs. Des polygones de dessiccation, des rides d'oscillation et des conglomérats intraformationnels sont localement abondants. La présence fréquente de moulages en contre-empreinte de cristaux de sel est caractéristique.

Le membre supérieur se compose d'une argilite verte et gris verdâtre, micacée, d'une argilite dolomitique et d'un grès dolomitique à grain grossier, contenant des interstrates de dolomie gris pâle et de dolomie gréseuse. Des rides d'oscillation sont fréquentes, et localement, apparaissent des polygones de dessiccation et des stromatolites algaires. Le contact supérieur indique un passage progressif à la Formation de Phillips, par un accroissement de la proportion de grès (Price, 1964; McMechan, 1981). La Formation de Gateway s'est déposée en eau très peu profonde, peut-être sur un estran hypersalin (Price, 1964) ou dans une lagune (McMechan, 1981). Dans le chaînon Clark, la Formation de Gateway augmente d'épaisseur, et passe de 350-380 m au nord-ouest à 460-490 m au nord-est et au sud, puis à 700-850 m au

sud-ouest (Price, 1964). Elle a environ 750 m d'épaisseur dans le chaînon Galton et le nord du chaînon Hughes, et passe à 1 350 m dans la région sud de la chaîne Purcell. La Formation de Gateway a été tronquée par une érosion subcambrienne ou subdévonienne dans le chaînon Lizard et dans le sud du chaînon Hughes.

La Formation de Phillips se compose d'un grès quartzeux et d'une siltite finement stratifiés, de couleur marron et rouge, de granulométrie fine à grossière. De l'argilite et de l'argilite micacée sont présentes dans les délits et sous forme de minces interstrates. Les argilites passent souvent latéralement à des conglomérats intraformationnels composés de copeaux d'argilite dans une matrice gréseuse. Des rides de plage et des polygones de dessiccation sont localement bien visibles (Price, 1964; McMechan, 1981). Les structures primaires et les couches gréseuses rigoureusement parallèles et continues, suggèrent que la formation s'est déposée en eau très peu profonde, peut-être sous forme de dépôts d'inondation associés à un ruissellement en période de crue dans un milieu subaérien (McMechan, 1981). Vers le haut, les grès passent à l'argilite de la Formation de Roosville. L'épaisseur de la Formation de Phillips passe d'environ 130 m dans la région nord-ouest du chaînon Clark à 200 m dans la région sud-ouest de ce chaînon, et dans les parties sud du chaînon Macdonald et du chaînon Galton. À partir de la région centrale de la chaîne Purcell (150 m), la formation s'amincit vers le nord et vers l'ouest jusqu'à disparaître (Leech, 1958, 1960). Dans le nord du chaînon Hughes, la Formation de Phillips a environ 60m d'épaisseur. Dans les régions sud du chaînon Hughes et du chaînon Lizard, elle disparaît par suite de l'arasement des niveaux subcambriens ou subdévoniens.

La Formation de Roosville est l'unité sommitale du Supergroupe de Purcell (Belt), préservée dans les affleurements centraux et orientaux. Son épaisseur et sa distribution sont régis par l'arasement des unités sous-jacentes au Supergroupe de Windermere et des unités subcambriennes et subdévoniennes. Elle est particulièrement bien préservée dans le chaînon Galton (jusqu'à 1 300 m d'épaisseur) et dans la région sud-ouest du chaînon Clark (600 m d'épaisseur). La Formation de Roosville se compose d'argilite verte et gris verdâtre, d'argilite dolomitique, de siltite et de grès, accompagnés secondairement de quartzite clair, de dolomie argileuse et stromatolitique, et d'argilite rouge. Des délits micacés sont fréquents, et des polygones de dessiccation et rides de plage sont partout présents. La Formation de Roosville s'est probablement déposée dans un milieu d'estran (Price, 1964).

Les variations d'épaisseur de la division supérieure du Supergroupe de Purcell (Belt) (la Formation de Roosville exceptée) dans les affleurements centraux et orientaux sont représentées schématiquement à la figure 5-7. Les isopaques recoupent transversalement celles des unités sous-jacentes, et reflètent probablement la formation des structures épirogéniques de direction générale nord-ouest et ouest-sud-ouest. La plus remarquable de celles-ci, actuellement située dans l'est de la chaîne Purcell, est un sous-bassin de direction générale nord-ouest présentant au nord-est une limite abrupte, qui ressemble à un demi-graben dont le versant nord-est est affaissé.

Affleurements ouest et nord: vers les limites ouest et nord du secteur d'affleurement du Supergroupe de Purcell (Belt), les strates des formations de Van Creek, Sheppard, Gateway et Roosville passent latéralement à une succession de siltite grise et verte, d'argilite et de phyllade, de quartzite, de dolomie argileuse et de dolomie. Avec l'amincissement et la disparition de l'unité repère volcanique (Formation de Nicol Creek) et de l'unité repère de quartzite rouge (Formation de Phillips), il devient difficile de subdiviser la division supérieure; on y place les deux unités supérieures des groupes de «Coppery Creek» et de «LaFrance Creek» dans les affleurements ouest, et les formations de Van Creek, Sheppard, Gateway et Roosville dans les coupes stratigraphiques nord (Reesor, 1984). Dans les deux secteurs, la Formation de Mount Nelson sus-jacente, composée de dolomie, de quartzite, d'argilite et de siltite, représente le sommet du Supergroupe de Purcell (Belt) (fig. 5-3).

Les formations de Sheppard et de Gateway observées dans les affleurements nord se composent de dolomie accompagnée secondairement d'argilite, et de quartzite à stratification oblique. Les horizons stromatolitiques sont souvent associés à des couches de calcaire oolitique. L'unité surmonte en contact progressif l'argilite de la Formation de Van Creek, ou localement recouvre en contact abrupt les tufs de la Formation de Nicol Creek. Elle atteint 700 m d'épaisseur près du mont Abel dans la région cartographique de Lardeau (moitié orientale) (Reesor, 1958, 1984).

La Formation de Roosville se compose d'argilite sombre, de siltite verte, et dans son tiers inférieur, de siltite et d'argilite dolomitiques et calcareuses (Reesor, 1958, 1984). La formation surmonte en contact progressif le carbonate des formations de Sheppard et de Gateway. Elle atteint 625 m d'épaisseur près du mont Abel dans la région cartographique de Lardeau (moitié orientale) (Reesor, 1984).

Le «groupe de LaFrance Creek», situé dans la partie ouest de la chaîne Purcell, se compose principalement d'une siltite, d'un quartzite et d'une phyllade. Les strates présentent souvent une déformation et un métamorphisme intenses, et leur épaisseur est difficile à estimer. Reesor (1983, 1984) a reconnu une unité inférieure de phyllade et siltite grises disposées en fines interstrates, et une unité supérieure de siltite et quartzite gris, accompagnés de phyllade noire et de siltite et phyllade contenant des carbonates, près du sommet de la séquence. Une dolomie de quelques centaines de mètres d'épaisseur est présente à l'intérieur de l'unité, dans les affleurements nord (Reesor, 1984). Le «groupe de LaFrance Creek» surmonte en contact progressif une phyllade argentée, une phyllade calcareuse gris sombre et une dolomie, ainsi qu'une séquence de dolomie et quartzite interstratifiés au sommet, le tout inclus dans l'unité supérieure du «groupe de Coppery Creek» (Reesor, 1983, 1984). La corrélation de ces dernières avec la dolomie, le quartzite et l'argilite de la Formation de Sheppard dans les affleurements orientaux et centraux est peut-être plausible, mais incertaine. Au-dessous, la phyllade noire et la siltite grise laminées de la partie intermédiaire du «groupe de Coppery Creek» peuvent probablement être corrélées avec la Formation de Van Creek, donc formeraient la base de la division supérieure du Supergroupe de Purcell (Belt). Le «groupe de LaFrance Creek» a environ 1 000 m d'épaisseur. Les unités intermédiaire et supérieure du «groupe de Coppery Creek» ont environ 300 et 200 m d'épaisseur respectivement (Reesor, 1983, 1984).

Dans la plupart des secteurs, les strates du «groupe de LaFrance Creek» passent à un quartzite en couches plus épaisses à la base de la Formation de Mount Nelson. Localement, dans le nord de la chaîne Purcell, apparaît une transition abrupte de l'argilite au quartzite, et le contact est peut-être une disconformité (J.E. Reesor, communication personnelle, 1985). La Formation de Mount Nelson se compose d'une unité basale formant une falaise, composée d'un orthoquartzite blanc, gris ou vert contenant de rares lamines et des délits argileux, et surmontée par un carbonate impur, de couleur rouge-brunâtre à grise en surface altérée, interstratifié avec une argilite noire, violette ou rouge et une siltite grise. Des stromatolites et lentilles ou nodules de chert sont localement présents à l'intérieur de l'unité carbonatée. L'orthoquartzite basal, qui peut atteindre 70 m d'épaisseur, s'amincit graduellement vers le sud. Dans les affleurements nord, un orthoquartzite supérieur pouvant atteindre 105 m d'épaisseur est généralement présent près du sommet de la succession carbonatée. Les interstrates d'argilite verte, noire ou rouge sont fréquentes à l'intérieur de l'unité du quartzite supérieur, et l'argilite et la siltite vertes et noires constituent le sommet de la formation telle que préservée. L'unité carbonatée atteint une plus grande épaisseur dans les affleurements ouest, où elle est surmontée par une phyllade noire et une siltite grise interstratifiées. Une dolomie sombre, de couleur crème en surface altérée, et une dolomie blanche, de couleur brune en surface altérée, localement interstratifiées avec une phyllade noire, sont présentes au sommet de la formation telle que préservée. Dans les deux secteurs, existent souvent des polygones de dessiccation dans l'argilite, des rides de plage dans le quartzite, et des brèches de dissolution dans la dolomie. La Formation de Mount Nelson s'est déposée dans un milieu d'eau peu profonde (Reesor, 1973).

La Formation de Mount Nelson, dont l'épaisseur maximale préservée est d'environ 1 000 m (Reesor, 1973, 1984), est surmontée en discordance par le conglomérat de la Formation de Toby du Supergroupe de Windermere (Protérozoïque supérieur). Localement, existent des indices de morcellement par failles, qui sont antérieurs à la sédimentation de la Formation de Toby (Atkinson, 1975; K. Root, communication personnelle, 1985); un déplacement de 9 km est attribuable au jeu de la faille de St. Mary, dans le sud de la chaîne Purcell, durant le dépôt du Supergroupe de Windermere, dépôt accompagné de l'érosion profonde des strates du Supergroupe de Purcell (Belt) sur le bloc soulevé situé au sud de la faille (Lis et Price, 1976). Régionalement, la discordance recoupe vers le sud les strates progressivement plus anciennes du Supergroupe de Purcell (Belt), le long de la partie ouest de la chaîne Purcell. Localement, dans les affleurements nord du Supergroupe de Purcell (Belt) (région du mont Forster), un conglomérat à blocs calcaires et dolomitiques plus ou moins gros, contenus dans une matrice dolomitique, s'observe entre 60 et 90 m au-dessous du Conglomérat de Toby. Reesor (1973) considère le conglomérat inférieur comme une partie de la Formation de Mount Nelson, mais cette unité et une unité dolomitique sus-jacente sont maintenant rangées dans le Supergroupe de Windermere, plutôt que dans le Supergroupe de Purcell (Belt) (K.Root, communication personnelle, 1984; J.E.Reesor, communication personnelle, 1985).

Complexe de Monashee

Le Complexe de Monashee, qui constitue une partie du Complexe métamorphique de Shuswap (Okulitch, 1984), affleure dans la chaîne Monashee, dans le sud-est de la Colombie-Britannique (voir le chapitre 4). Il se compose en partie d'un noyau de paragneiss daté de 2,8 et 2,2 Ga, et traversé par des plutons granitoïdes eux-mêmes datés de 2,1 et 1,96 Ga. Le noyau est surmonté en discordance par des roches métasédimentaires : un conglomérat quartzitique basal suivi de gneiss pélitiques, psammitiques et calco-silicatés surmontés par un épais gneiss psammitique. Ces unités sont traversées par des intrusions de syénite, dont la datation radiométrique par la méthode U/Pb sur zircon a donné une valeur assez mal contrôlée d'environ 750 Ma. Les diverses hypothèses publiées concernant l'âge de ces métasédiments, qui ont été examinées par Okulitch (1984), sont comprises entre le Paléozoïque précoce et au-delà de 1,7 Ga. Une corrélation avec le Supergroupe de Purcell (Belt) paraît plausible, mais n'a pas été démontrée.

Supergroupe de Wernecke (Assemblage de Purcell-Wernecke)

Le Supergroupe de Wernecke n'est connu que dans les monts Wernecke et Ogilvie du Yukon septentrional (fig. 5-1, 5-2). Les affleurements du supergroupe sont discontinus, mais son caractère lithique et sa configuration tripartite persistent, de la région type située à proximité des lacs Gillespie et Fairchild, où le supergroupe atteint plus de 13 km d'épaisseur, jusqu'au «dôme» de Coal Creek à l'ouest, dans les monts Ogilvie, près de la frontière avec l'Alaska.

La base du Supergroupe de Wernecke n'affleure pas. À son sommet, de grands plis présents dans les strates du Supergroupe de Wernecke, affectées par un clivage, sont tronqués par les couches basales du Groupe de Pinguicula, qui ne présentent pas de clivage et forment une succession stratigraphique aux affinités incertaines, laquelle est surmontée en discordance par le Groupe de Rapitan du Supergroupe de Windermere. D'après les indices disponibles, il semblerait que l'on puisse corréler le Supergroupe de Wernecke avec le Supergroupe de Purcell (Belt), mais pour cela une documentation plus détaillée est nécessaire.

La description la plus complète du Supergroupe de Wernecke dans sa région type est celle qu'en a faite Delaney (1981), qui l'a divisé en trois groupes: ce sont, de bas en haut, les groupes de Fairchild Lake, de Quartet et de Gillespie Lake, subdivisés chacun en unités informelles, numérotées, qui ont le rang de formation. Les roches sont régionalement métamorphisées jusqu'au faciès des schistes verts, et présentent un clivage faiblement développé.

Le Groupe de Fairchild Lake se compose d'au moins 4 km de siltstone, mudstone, claystone et grès fin, généralement finement stratifiés, souvent laminés, accompagnés de quelques interstrates de roches carbonatées (planche 3). Une lamination parallèle, une lamination oblique, une stratification lenticulaire et ondulée, des rides de plage et des figures de charge existent presque partout dans le groupe; des «flute casts» se rencontrent également, mais sur une aire de distribution plus restreinte. Delaney a divisé le groupe en quatre unités, d'après de subtiles différences caractérisant l'épaisseur et le style de

stratification, la couleur en surface altérée, et le volume et le caractère des couches carbonatées, lesquelles ne sont importantes dans aucune des quatre unités. Il en a conclu que, pour l'essentiel, le groupe s'était formé par dépôt, en eau «plus profonde», de sédiments apportés par des courants principalement dirigés vers le sud, mais que l'unité F-4 s'était déposée dans un milieu margino-marin peu profond.

Le Groupe de Quartet, qui succède en contact progressif au Groupe de Fairchild Lake, a environ 5 km d'épaisseur. Il est divisé en deux unités qui ont le rang de formation. L'unité Q-1, à la base, se compose d'environ 200 m de claystone carboné finement stratifié et d'un mudstone carboné et silteux. Elle est en partie pyriteuse et généralement métamorphisée en schiste ardoisier. L'unité Q-2 se compose de 4 800 m de siltstone gris sombre à gris en surface altérée, de grès fin et de claystone. Sur plusieurs centaines de mètres à partir de la base, elle se compose d'une rythmite de siltstone, de couleur gris pâle en surface altérée, et de mudstone gris sombre en surface altérée. Au-dessus, la formation est caractérisée par des couches de siltstone d'épaisseur moyenne à grande, présentant une stratification ondulée, lenticulaire ou en flaser; des couches minces, moyennes ou localement épaisses d'un matériau allant d'un siltstone grossier à un grès très fin, à lamination oblique; et des couches moyennement épaisses d'un siltstone carboné «chaotique» et des lamines ou de minces couches de mudstone et de claystone. Des rides d'interférence sont partout présentes; parmi les autres structures sédimentaires communes, on peut mentionner les stratifications ondulée, en flaser et lenticulaire, les rides de plage symétriques et asymétriques, les figures de charge, les structures en flamme, et les structures en boules et coussins. Les figures de rétraction sont abondantes, et une petite proportion d'entre elles sont interprétées comme étant des fentes de dessiccation. Les structures de glissement synsédimentaire («slump») sont fréquentes. Les couches moyennes à épaisses de siltstone et de grès très fin, présentant souvent des structures de glissement synsédimentaire, représentent des arkoses sous-matures à matures. Les données sur les paléocourants basées sur l'étude des laminations obliques indiquent une distribution bimodale ou polymodale. Delaney (1981) a interprété l'unité Q-1 comme étant un dépôt formé dans un bassin à faible taux de sédimentation («starved basin»), et l'unité Q-2 comme un dépôt formé dans un milieu marin peu profond.

Le Groupe de Gillespie Lake, qui présente un contact progressif avec le groupe sous-jacent de Quartet, atteint au moins 4km d'épaisseur et est caractérisé par la prédominance de roches carbonatées (planche 4). À sa localité type, il est divisé en sept unités qui pourraient avoir le rang de formation. À sa base, l'unité TR (transitionnelle) (25-700 m) et l'unité sus-jacente G-2 (400-600 m) débutent par des strates semblables à celles de l'unité Q-2 du Groupe de Quartet, avec une augmentation, vers le haut, de la fréquence des couches de siltstone dolomitique et de dolomie silteuse de couleur orange en surface altérée. De minuscules lentilles de chert noir sont présentes à sa partie supérieure. Les directions des paléocourants, déterminées d'après les stratifications obliques et les rides de plage lorsqu'elles ne présentent pas de distribution bimodale ou polymodale, indiquent un écoulement vers le sud ou le sud-est. Les unités G-3 (d'épaisseur non déterminée) et G-4 (d'environ 450 m) se composent de dolomie silteuse, de dolomie, de mudstone dolomitique, de siltstone dolomitique et, dans G-4, de quantités plus ou moins importantes de chert gris à gris sombre. L'unité G-3 contient quelques lentilles de conglomérat intraformationnel «de bordure», et les cycles s'épaississant vers le haut sont caractéristiques de la subdivision intermédiaire de l'unité G-4. Les unités G-5 (d'épaisseur non précisée) et G-6 (500-800 m) se composent de dolomie silteuse à lamination parallèle et oblique, et de couches moins abondantes de claystone et de siltstone dolomitiques. Toutes deux contiennent des conglomérats de diverses sortes, et G-5 contient quelques stromatolites algaires *in situ* et des monticules de brèches composées de clastes stromatolitiques. L'unité G-6 (500-800 m) contient des couches calcaires caractéristiques, de couleur gris verdâtre en surface altérée, à lamination parallèle. Les directions des paléocourants présentent une distribution bimodale ou polymodale, avec une orientation dominante vers le sud. L'unité G-7 (400-700 m) se compose de roches carbonatées de couleur orange, chamois, grise et localement rose en surface altérée, et contient des couches minces à épaisses de dolomie (stromatolitique?) à lamination plissotée, de dolomie oolitique et oncolitique, de dolomie stromatolitique, de dolomie argileuse carbonée, et de dolomie à lamination parallèle ou ondulée et à stratification lenticulaire. Les structures «en molaire» sont partout présentes. Il existe quelques masses résiduelles de calcaire gris pâle. Quelques petites lentilles de chert gris et gris sombre sont présentes. Les directions des paléocourants présentent des distributions polymodales. Les roches du Groupe de Gillespie Lake se sont déposées dans des milieux marins peu profonds; les sédiments silicoclastiques à grain fin dominants de la base sont progressivement remplacés vers le haut par des matériaux détritiques carbonatés à grain fin, bien qu'une composante silicoclastique moins abondante persiste presque jusqu'au sommet. Delaney (1981) a déduit de ses recherches, l'apparition d'une importante source de matériaux détritiques carbonatés au nord (actuel). Vers le haut, des indices de la formation d'une plate-forme carbonatée autochtone existent dans l'unité G-5, et l'unité G-7 représente cette plate-forme dans son ensemble.

Les secteurs d'affleurement du Supergroupe de Wernecke se caractérisent par des masses d'une épaisseur de plusieurs mètres à plusieurs kilomètres, composées de brèches monolithiques et hétérolithiques qui abritent de nombreux indices d'uranium, de cuivre et de cobalt. Certaines de ces brèches ont de grandes dimensions verticales, et constituent en partie des pipes cylindriques ramifiées (Delaney, 1981), tandis que d'autres se présentent sous forme de nappes qui recoupent la stratification avec une faible inclinaison (R.I.Thompson, communication personnelle, 1985). Dans certains corps, les clastes ne sont que légèrement déplacés par rapport à la roche encaissante, mais il n'est pas rare que ceux-ci soient déplacés vers le haut ou le bas de quelques centaines de mètres. Les clastes présentent des dimensions très variées et sont localement arrondis. Les produits ignés sont pratiquement absents. Une association spatiale avec des failles et linéaments et avec leur intersection est probable. Les divers types d'altération associés aux brèches comprennent la feldspathisation sodique, la silicification, l'hématitisation et la carbonatisation. Les chercheurs ne s'entendent pas sur l'origine de ces brèches énigmatiques; des mécanismes tels que l'abattage hydraulique, la vaporisation brutale

des eaux phréatiques (donnant les véritables diatrèmes), la bréchification tectonique (par écrasement) et la bréchification par dissolution des évaporites, ont été suggérés (Delaney, 1981; Bell, 1982; Young et al., 1982). Dans la mesure où des gaz ou fluides d'origine profonde ont pu jouer un rôle, comme l'ont suggéré divers auteurs, la «province des dépôts bréchiques» est peut-être associée au caractère du socle du Supergroupe de Wernecke, et non à quelque processus inhérent au dépôt des unités de ce supergroupe.

L'information fragmentaire sur les âges, relatif et absolu, du Supergroupe de Wernecke nous permet d'établir une corrélation grossière avec une partie ou avec la totalité du Supergroupe de Purcell (Belt) classique (Young et al., 1979; Delaney, 1981; Young et al., 1982). La corrélation est en partie basée sur les quelques datations radiométriques publiées, examinées par Delaney (1981) : une datation U/Pb de 1,153 Ga et une datation Pb/Pb de 1,249 Ga, obtenues sur un échantillon de pechblende provenant d'un complexe bréchique intrusif, nous permettent d'estimer un âge minimal apparent; des âges de 1,288 et 1,440 Ga établis à l'aide d'un modèle d'évolution des isotopes du plomb, sur des minéraux plombifères contenus dans les strates du Groupe de Gillespie Lake, nous permettent d'arriver à des conclusions similaires. En outre la grande épaisseur du supergroupe, qui suggère un contexte de marge continentale, et l'existence d'un plissement dans les unités du Supergroupe de Wernecke, antérieur au dépôt des unités du Supergroupe de Windermere, concordent avec cette interprétation. Sans être concluantes, les datations radiométriques n'en indiquent pas moins une équivalence entre le Supergroupe de Wernecke et la succession antérieure à la mise en place des Laves de Coppermine (groupes de Hornby Bay et Dismal Lakes) de l'homoclinal de Coppermine. En outre, les deux successions se caractérisent (comme le Supergroupe de Purcell (Belt) classique) par le passage de roches principalement clastiques dans la partie inférieure à des roches à prédominance carbonatée au sommet; la relation entre ces deux successions est sans doute proximale (Hornby Bay-Dismal Lakes) à distale (Supergroupe de Wernecke), surtout si le Supergroupe de Wernecke a subi, comme on le pense (voir plus loin), un déplacement important vers le nord-ouest à partir de son lieu de sédimentation (fig. 5-8).

L'un des nombreux problèmes que pose le Supergroupe de Wernecke peut se formuler par la question suivante: là où il affleure, le supergroupe est-il allochtone, et dans l'affirmative, dans quelle mesure? Cette question se pose du fait qu'il existe un contraste frappant entre les successions du Protérozoïque situées de part et d'autre de la faille de Snake River (fig. 5-1), à l'extrémité orientale des monts Wernecke (Eisbacher, 1981; Norris, 1982, 1983). À cet endroit, au sommet de la succession du Protérozoïque, le Groupe de Rapitan (Windermere) n'est pas nécessairement décalé, puisque les différences observées de part et d'autre de la faille peuvent s'expliquer par la variabilité que présente le Groupe de Rapitan dans cette région. Au-dessous du Groupe de Rapitan, à l'est de la faille, se trouve le Supergroupe de Mackenzie Mountains, qui a été arasé jusqu'au niveau de la formation de Gypse du Groupe de Little Dal. À l'ouest de la faille, le Groupe de Rapitan repose en discordance sur le Groupe de Pinguicula. Jusqu'à présent, aucune description détaillée du Groupe de Pinguicula n'a été publiée (résumé dans Eisbacher, 1981), mais ce groupe ne présente aucune ressemblance avec une partie quelconque du Supergroupe de Mackenzie Mountains, et sa corrélation a été discutée en détail sans qu'une explication n'ait été trouvée (Eisbacher 1978, 1981; Yeo et al., 1978; Young et al., 1979). Étant donné la remarquable persistance des formations et membres du Supergroupe de Mackenzie Mountains, il est évident que si le Groupe de Pinguicula, dans sa seule région d'affleurement, est effectivement corrélable avec le Supergroupe de Mackenzie Mountains, comme l'affirment Young et al., (1979), Eisbacher (1981) et Bell (1982), ce groupe et le Supergroupe de Wernecke sous-jacent sont allochtones comparativement aux roches substantiellement différentes du Supergroupe de Mackenzie Mountains, situées à l'est de la faille de Snake River (fig. 5-1). Par contre, le Groupe de Pinguicula ne peut être corrélé avec aucune partie du Supergroupe de Mackenzie Mountains, et dans ce cas la dissemblance marquée entre les formations protérozoïques antérieures au Groupe de Rapitan de part et d'autre de la faille de Snake River pourrait signifier que le Supergroupe de Wernecke est allochtone. Si le supergroupe est effectivement allochtone, sa position au moment du dépôt, et sa position durant la phase de plissement antérieure au Groupe de Pinguicula (certainement antérieure au dépôt du Supergroupe de Windermere) sont inconnues.

Si le Supergroupe de Wernecke est autochtone, ses matériaux détritiques provenaient du nord-ouest du Bouclier canadien. Si on accepte l'hypothèse que le Supergroupe de Wernecke est allochtone, il est tentant de le replacer à un endroit loin au sud, où il serait plus proche de la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes, sans doute du même âge, située dans l'homoclinal de Coppermine, et constituerait la portion distale d'un prisme miogéoclinal, dont la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes serait la partie proximale, comme l'a suggéré Bell (1982) (fig. 5-8). Cette hypothèse est renforcée par la composition généralement feldspathique des arénites du Supergroupe de Wernecke, et par la progression ascendante, dans les deux successions, de strates principalement clastiques à des strates principalement carbonatées. Le mouvement hypothétique serait dextre, concordant avec les rejets à prédominance dextre observés sur des failles phanérozoïques de la Cordillère septentrionale (Norris et Yorath, 1981). Si la faille a suivi l'arc tectonique des monts Mackenzie, les isopaques protérozoïques arquées et l'aboutissement en arc des anomalies magnétiques du même type que celles du Bouclier, une reconstitution palinspastique exige la rotation du terrane de Wernecke dans le sens des aiguilles d'une montre, de sorte que les paléocourants, actuellement dirigés vers le sud, adoptent dans leur position reconstituée une direction ouest, qui s'accorde avec la relation postulée entre les faciès distal et proximal.

Succession de Muskwa Ranges (Assemblage de Muskwa)

La succession protérozoïque plus ancienne (antérieure au Supergroupe de Windermere) de la région des lacs Tuchodi, dans les chaînons Muskwa, dans le nord-est de la Colombie-Britannique (fig. 5-1, 5-2) n'a pas été datée par des méthodes radiométriques. Dans la présente étude, elle est arbitrairement incluse dans l'analyse de la Séquence A,

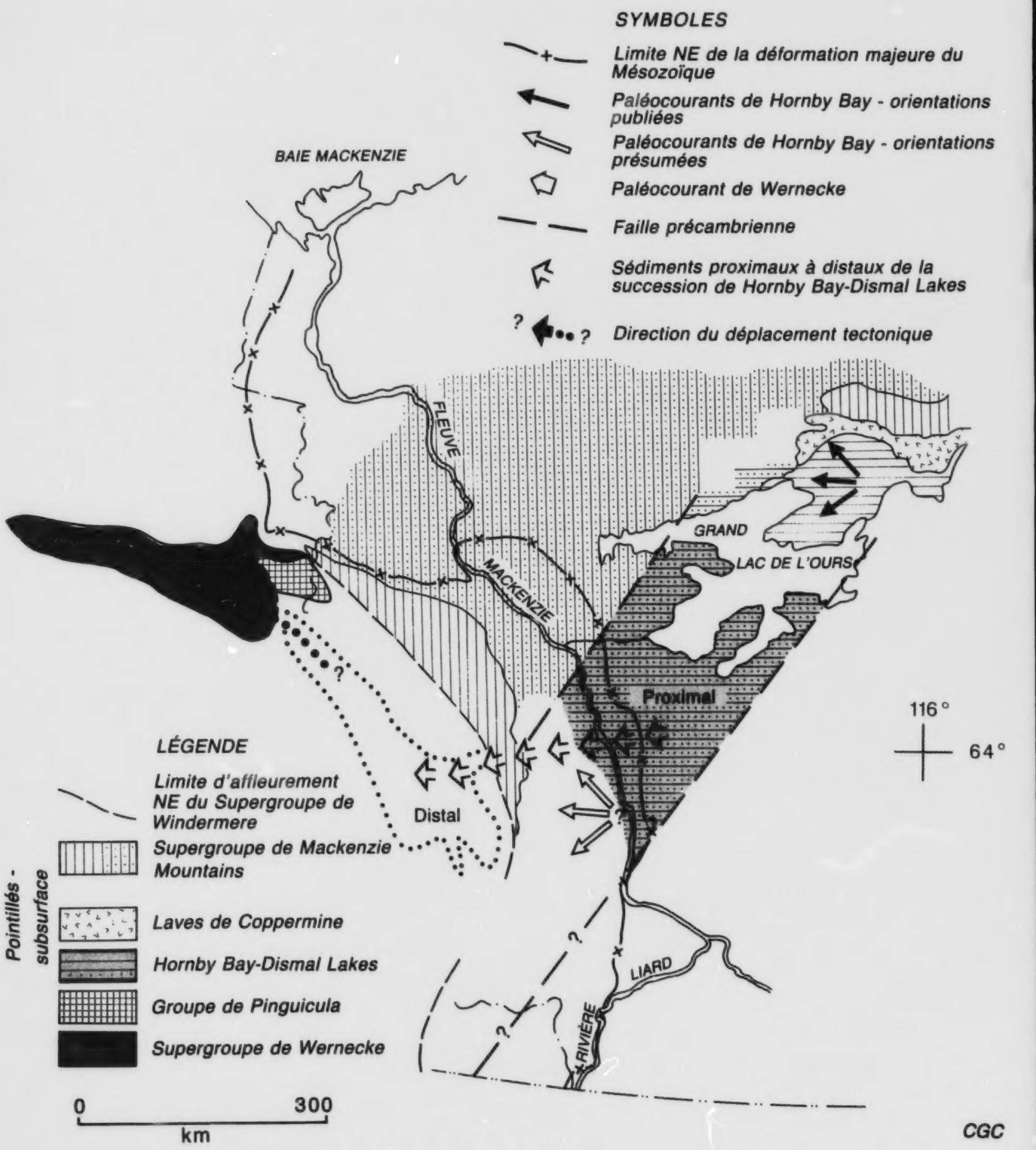


Figure 5-8. Possibilités d'une relation entre la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes de l'homoclinal de Coppermine et le Supergroupe de Wernecke, et d'un déplacement possible du Supergroupe de Wernecke. Ces hypothèses avaient déjà été proposées par Bell (1982). Le pointillé figure la couverture phanérozoïque.

parce que sa corrélation avec le Supergroupe de Purcell (Belt) ou avec le Supergroupe de Mackenzie Mountains est inconnue. Cette séquence date sans aucun doute du Protérozoïque moyen, parce que dans au moins une localité du mont Lloyd George, elle est en contact avec les strates du Supergroupe de Windermere (Séquence C) (H. Gabrielse, communication personnelle, 1985). Aussi, comme l'a noté Preto (1971), des dykes probablement contemporains du Supergroupe de Windermere recoupent les strates plissées de la succession plus ancienne, sans être eux-mêmes plissés.

La succession, dont l'épaisseur dépasse 6 km là où elle affleure, a été divisée en sept formations, à savoir, de bas en haut, les formations de Chischa, de Tetsa, de George, de Henry Creek, de Tuchodi, d'Aida et de Gataga (Bell, 1968; Taylor et Stott, 1973). En subsurface, elle s'amincit au nord-est et disparaît vers le sud, au nord de l'arche de Peace River (R.I.Thompson, communication personnelle, 1985).

La Formation de Chischa, dont la base est dissimulée, a environ 940 m d'épaisseur. Elle est caractérisée par une dolomie microcristalline gris pâle et pastel, contenant des stromatolites, d'abondantes structures «en molaire», des conglomérats à galets plats et des rides de plage. Des couches d'orthoquartzite fin, comportant localement des rides de plage, sont fréquents dans le tiers supérieur de la formation. La Formation de Chischa s'est déposée dans un milieu marin peu profond.

La Formation de Tetsa repose sur la Formation de Chischa, visiblement en contact d'érosion. Elle a environ 320 m d'épaisseur, et se compose de mudstone, de siltstone et de shale finement stratifiés, gris sombre à noirs, siliceux, feldspathiques, micacés et carbonés. Dans l'ensemble de cette formation, existe une fine lamination parallèle et plane, localement accompagnée de rides de courant, de figures de charge et de structures en flamme. Plusieurs minces couches d'orthoquartzite, dont certaines ont été reconnues par Bell (1968) comme des turbidites, existent dans les 60 premiers mètres à partir de la base. La Formation de Tetsa s'est accumulée dans un milieu «d'eau profonde», comparativement aux formations sous-jacentes et sus-jacentes. Son contact supérieur avec la Formation de George est progressif.

La Formation de George, de 360 à 530 m d'épaisseur, est une unité carbonatée dominée par un mudstone calcaire en couches épaisses, généralement caractérisé par une structure «en molaire» bien développée, et accompagné d'une calcisiltite finement stratifiée, à lamination parallèle et à lamination oblique de migration de rides. Les conglomérats à galets plats apparaissent en couches résistantes et se présentent généralement sous forme de petites lentilles épaisses; quelques-uns d'entre eux montrent un granoclassement normal et d'autres ont une fabrique à fragments non jointifs. Il existe dans la zone basale, en contact progressif avec la Formation de Tetsa, un peu de siltstone calcareux et de grès très fin. Des stromatolites algaires, généralement du type columnaire ramifié, apparaissent pour la première fois à environ 90 m au-dessus de la base de la formation, et réapparaissent dans de nombreux intervalles au-dessus de ce niveau. Vers le sommet, les intraclastes «flottants» deviennent de plus en plus fréquents dans les couches de mudstone calcaire, et certaines de ces couches peuvent être décrites comme des diamictites. Bell (1968) a signalé la présence de polygones de dessiccation (mais ceux-ci ne sont pas nécessairement des polygones de dessiccation subaériens); de la présence des stromatolites et conglomérats, il a déduit que la Formation de George témoignait d'une sédimentation en milieu d'eau peu profonde et partiellement subaérien. Par ailleurs, une sédimentation en eau plus profonde est suggérée par le fait qu'au moins quelques-uns des conglomérats, des diamictites et des couches de mudstone calcaire à cailloux semblent avoir été formés par des coulées de débris, et que les rides de courant de grande longueur d'onde (± 30 cm) à lamines enveloppantes ressemblent à la division C de la séquence type de Bouma; toutefois, elle aurait eu lieu à l'intérieur de la zone photique aux endroits où la formation est de type stromatolitique.

La Formation de Henry Creek, d'environ 460 m d'épaisseur, se compose en grande partie de mudstone gris à gris sombre, et surmonte en contact progressif la Formation de George. Bell (1968) y a reconnu un membre inférieur à clivage ardoisier, et un membre supérieur sans clivage et caractérisé par des couches gréseuses. Le membre inférieur se compose d'un mudstone et d'un mudstone siltogréseux mal triés, caractérisés par une teneur en carbonates de 1 à 40%, et par une teneur maximale en grains de feldspath de 5%, de la dimension des grains de sable et de silt. Les fragments et copeaux «flottants» sont fréquents et quelques couches peuvent être appelées des diamictites. Le membre supérieur se reconnaît à ses couches gréseuses, qui rappellent les couches gréseuses sombres de la Formation de Tuchodi sus-jacente. Les observations de Bell indiquent que l'amincissement de la Formation de George vers le sud-ouest reflète un changement de faciès, correspondant au passage des roches caractéristiques de la partie supérieure de la Formation de George à celles de la Formation de Henry Creek; Bell a interprété ce changement comme une transition vers un milieu sédimentaire d'eau plus profonde; toutefois, si l'on préfère l'interprétation selon laquelle la Formation de George se serait déposée en

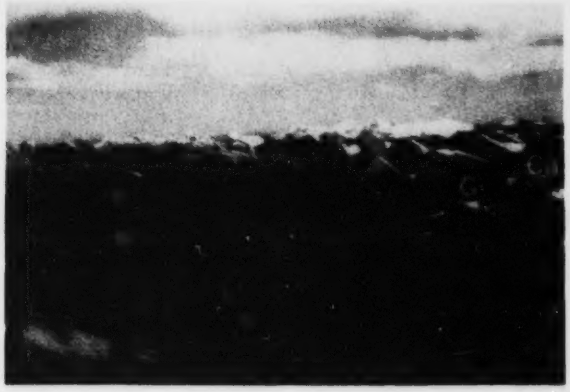


Figure 5-9. Formations de Tuchodi, d'Aida et de Gataga, région cartographique des lacs Tuchodi, Colombie-Britannique. T - Tuchodi; A - Aida (Cm - membre carboné, Chm - membre à chamosite); G - Gataga. Strates basales du Cambrien à droite. (Photo: G.C. Taylor). GSC-1991-070

eau profonde, le changement de faciès pourrait tout simplement refléter une augmentation, vers le sud-ouest, des apports de boues silicoclastiques.

La Formation de Tuchodi, d'environ 1 500 m d'épaisseur, surmonte en contact progressif la Formation de Henry Creek. Elle se compose typiquement d'un quartzite à stratification oblique, accompagné de diverses quantités de dolomie argileuse, de siltstone et de shale. Les arénites et siltstones contiennent entre 1 et 29% de feldspath, surtout de feldspath potassique; la granulométrie et la teneur en feldspath sont inversement proportionnelles. Les dolomies sont microcristallines, de couleur claire, et normalement argileuses, silteuses et gréseuses; certaines contiennent des oolites dolomitiques et cherteuses. Les structures «en molaire» sont fréquentes. Lorsque la dolomie est laminée, les lamines sont habituellement ondulées et lenticulaires; il s'agit en partie d'une lamination cryptalgaire. Les stromatolites algaires et les conglomérats à galets plats sont rares et présents localement. Les siltstones sont de couleur gris clair à noire, verdâtre et gris olive. Les shales sont noirs à gris sombre et gris verdâtre, légèrement micacés et carbonés; dans les coupes le plus à l'est, ils sont partiellement rouges. Des cycles à séquence négative, de l'ordre du décamètre, sont bien représentés dans certaines parties de la formation.

Bell (1966) a décrit les faciès de la Formation de Tuchodi, qui forment une mosaïque, au sens géographique et au sens stratigraphique. Le long d'un transect d'orientation générale est-ouest, ces faciès représentent des milieux fluviatile/deltaïque, slikke/lagune, cordon littoral/cordon littoral émergé, et marin peu profond.

La Formation d'Aida (fig. 5-9), dont l'épaisseur estimée est de 1 200 à 1 800 m, est un assemblage de mudstone silteux, gréseux et calcareux, de couleur gris pâle à moyen, et de siltstone, accompagnés d'un peu de grès et de calcaire. Comme la Formation de Gataga sus-jacente, elle n'est préservée que dans le flanc ouest de l'anticlinorium, c'est-à-dire dans les parties relativement internes des Rocheuses. Bell (1966, 1968) a décrit la Formation d'Aida en la subdivisant en quatre membres: membre basal, membre à chamosite, membre carboné et membre principal.

Le membre basal se compose de calcaire et dolomie argileux, de siltstone calcareux, de mudstone et grès très fin, et de conglomérat à galets plats. Le siltstone et le mudstone présentent un clivage bien développé. Le membre à chamosite se compose de mudstone chamositique vert passant vers le haut à un mudstone et à un shale noirs, siliceux et carbonés. Le membre carboné comprend un shale et un siltstone siliceux et carboné; Bell (1968) a noté des teneurs en carbone comprises entre 1 et 9%. Les strates, cherteuses par endroits, sont uniformément laminées.

Le membre principal, de 900 à 1 500 m d'épaisseur, se compose de mudstone, siltstone et shale calcareux et dolomitiques, accompagnés d'un peu de grès très fin et de calcaire silteux et argileux. Il existe partout un clivage pénétratif, sauf dans les 100 premiers mètres à partir de la base. Le membre est presque entièrement caractérisé par des couches minces ou des lamines, ou les deux, et il peut en grande partie être décrit comme une rythmite. Bell (1968) a énuméré une série de structures sédimentaires dans ces roches dont la texture est comparable à celle d'un grauwacke; celles-ci comprennent des couches granoclassées, des laminations contournées, des rides de plage déformées par effet de charge, des structures en flamme, des pseudonodules, et quelques «flute casts» et figures en cannelure. Des surfaces affectées par des figures d'affouillement et des chenaux existent aussi. La stratification oblique en festons signalée par Bell a aussi été interprétée comme constituée de rides de courant de grande longueur d'onde, recouvertes par des lamines enveloppantes ce qui suggère la division C de la séquence-type de Bouma. Les indices de décrochements et glissements sont très nombreux.

La Formation d'Aida représente le début d'une sédimentation dans un milieu de bassin dans la région des lacs Tuchodi. Le membre basal, transitionnel avec la Formation de Tuchodi sous-jacente, témoigne d'une augmentation graduelle de la profondeur, alors qu'auparavant, la sédimentation s'effectuait en eau peu profonde. Il semble que le membre à chamosite et le membre carboné indiquent une sédimentation dans un milieu de bassin à faible taux de sédimentation, et que le membre principal représente une sédimentation turbiditique d'eau profonde de type plutôt distal. La teneur en carbonates du membre basal et du membre principal implique l'existence soit d'une plate-forme carbonatée contemporaine, soit d'un terrane proche partiellement composé de roches carbonatées et livré à une rapide érosion mécanique. Les paléocourants ont une direction nord-ouest (Bell, 1966).

La Formation de Gataga se compose de plus de 1 200 m d'ardoise de couleur gris sombre à noire, accompagnée d'un peu de mudstone gréseux et silteux, de grès et de siltstone. Elle indique la continuation du style de sédimentation turbiditique en eau profonde, établi auparavant. Le contraste avec la Formation d'Aida sous-jacente est prononcé, puisque les strates de la Formation de Gataga sont de couleur gris très sombre à gris olive, sont relativement exemptes de carbonates, et présentent une couleur noire à gris sombre en surface altérée. Les structures sédimentaires caractéristiques d'une sédimentation turbiditique sont partout présentes; elles comprennent des laminations parallèles et convolutées, des structures en flamme, des couches granoclassées, et quelques structures basales et une lamination oblique de migration de rides de courant. Comme ceux de la Formation d'Aida, les paléocourants de la Formation de Gataga ont une direction nord-ouest.

La Formation de Gataga est surmontée en discordance par des strates du Cambrien inférieur, généralement avec une discordance angulaire de 5 à 15° (Bell, 1968; Taylor et Stott, 1973). Le Supergroupe de Windermere, représenté plus à l'ouest par des dépôts épais, est entièrement absent au niveau du contact, sauf à un endroit près du mont Lloyd George, où une unité de diamictite est préservée entre les roches du Cambrien inférieur et les roches du Protérozoïque moyen.

Succession de Cap Mountain (Assemblage de Cap Mountain-Hornby Bay)

Au mont Cap, dans le sud des monts Franklin, une structure faillée de relief extraordinairement prononcé laisse voir plus de 1 800 m de roches sédimentaires non métamorphisées, surmontées en discordance angulaire par un grès du Cambrien inférieur (Douglas et Norris, 1963;

Aitken et al., 1973). Ces roches précambriennes ne présentent aucune ressemblance avec des formations du Protérozoïque affleurant dans les monts Mackenzie. Par contre, comme l'a reconnu Meijer Drees (1975), elles peuvent être corrélées, du point de vue des lithofaciès et de leur séquence stratigraphique, avec une portion de la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes située dans l'homoclinal de Coppermine (Aitken et Pugh, 1984), et en conséquence, sont attribuées à la Séquence A.

Dans les descriptions publiées, la succession observée au mont Cap est divisée en quatre unités: unités cartographiques 1, 2 et 3, et au sommet, Formation de Lone Land. L'unité cartographique 1 (508 m, base dissimulée) présente de fortes similitudes lithologiques avec des portions de l'unité 9 du Groupe de Hornby Bay qui ont été décrites par Kerans et al. (1981). Elle se compose largement de mudstone violet, accompagné secondairement d'interstrates et d'unités de l'ordre du décamètre, qui sont composées de dolomie et de dolomie silteuse comprenant des variétés à lamination plane et lamination finement plissotée, stromatolitiques, noduleuses et bréchiques. Le grès protoquartzeux d'aspect «poivre et sel» est une composante mineure, et apparaît dans des unités sédimentaires allant de lamines à des empilements de couches très épaisses. Des polygones de dessiccation et autres indices d'une sédimentation en eau peu profonde et en milieu subaérien sont partout présents. Plusieurs des sous-unités dolomitiques renferment des indices de l'existence d'évaporites, sous forme de brèches, de couches contournées et de moulages en contre-empreinte de ce qui semble être des roses des sables.

L'unité cartographique 2 (525 m) ressemble à l'unité 10 du Groupe de Hornby Bay. Elle est dominée par la présence d'un mudstone de couleur rouge brique à violette, souvent gréseux et silteux, caractérisé par des polygones de dessiccation, des rides de plage et une lamination oblique de migration de rides de courant de dérive. Un siltstone boueux rouge, violet et vert, de même qu'un grès riche en clastes arrachés, sont présents accessoirement, avec quelques sous-unités dolomitiques semblables à celles de l'unité cartographique 1. Dans l'unité cartographique 2, les arénites sont de toute évidence moins feldspathiques que dans l'unité apparemment corrélative du Groupe de Hornby Bay, et ont peut-être une source différente.

Ensemble, l'unité cartographique 3 et la Formation de Lone Land ont plusieurs caractéristiques en commun avec les unités 11 et 12 du Groupe de Dismal Lakes. L'unité cartographique 3 (553 m) se compose d'un grès orthoquartzeux gris, qui présente une stratification oblique bien visible et forme généralement des sous-unités lenticulaires, et de quantités presque égales de mudstone et shale rouge violet et verts, accompagnés de petites couches de siltstone et de conglomérat à cailloux.

La Formation de Lone Land (environ 225 m), qui repose en concordance sur l'unité cartographique 3 (Aitken et al., 1973), et est surmontée en discordance angulaire par un grès du Cambrien inférieur, est une séquence positive, dans laquelle le grès orthoquartzeux blanc de la base fait progressivement place vers le haut à un shale dominant, de couleur gris olive et gris brunâtre à noir. Les grès montrent une stratification oblique en auge, une lamination oblique de migration de rides de courant de dérive, d'abondants clastes arrachés, et des figures alternantes d'affouillement et de colmatage. Des disques carbonés ovoïdes, de l'ordre du millimètre, sont fréquents au sommet des couches gréseuses.

La corrélation lithostratigraphique de la coupe de la succession de Cap Mountain avec une partie de la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes est nettement confirmée par sa position dans l'alignement de cette dernière et au nord de la «ligne de Leith» définie par Kerans et al. (1981), où l'on devrait s'attendre à ce que la succession soit relativement épaisse et complète. En outre, les puits recoupant le Précambrien sur une vaste étendue au nord de Fort Simpson et à l'est du fleuve Mackenzie ont intersecté une tranche sédimentaire dominée par des mudrocks et grès rouges (Meijer Drees, 1975), qui sont facilement apparentés à la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes au nord-est. Dans la région, n'est préservée aucune partie du «Supergroupe de Mackenzie Mountains», unité plus récente appartenant à la Séquence B, ni des Laves de Coppermine (Aitken et Pugh, 1984).

L'importance de la coupe stratigraphique de la succession de Cap Mountain réside dans le fait que, en l'absence d'indices montrant que le Groupe de Coppermine River atteint la vallée du Mackenzie, la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes et ses unités corrélatives représentent le pseudosocle du «Supergroupe de Mackenzie Mountains» (Séquence B).

Milieu tectonique

Les affleurements observés au mont Cap et l'information tirée des puits d'exploration sont insuffisants pour que l'on puisse confirmer les interprétations faites à propos des structures tectoniques de la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes; mais l'examen de la succession affleurant dans la partie inférieure de l'homoclinal de Coppermine (Baragar et Donaldson, 1973; Kerans et al., 1981), désignée du nom de «bassin de Hornby» dans la présente étude, nous renseigne dans une certaine mesure. Comme d'autres bassins du Protérozoïque moyen du Bouclier canadien (Fraser et al., 1970), le «bassin de Hornby» n'est pas délimité sur les cartes gravimétriques ou sur les cartes aéromagnétiques de reconnaissance. La prédominance des failles dont le compartiment nord-ouest est affaissé, et l'augmentation d'épaisseur vers le nord-ouest que montrent les portions exposées, suggèrent la possibilité d'un lien avec une marge continentale passive de direction générale nord-est. Toutefois, dans les cartes de champ potentiel disponibles, rien ne suggère l'existence d'une telle marge, ni d'une suture ultérieure. La continuité des formations ultérieures du Groupe de Rae et du Supergroupe de Mackenzie Mountains, dans le faciès de plate-forme, de part et d'autre de la position probable de toute marge ou suture potentielle, infirme également cette interprétation.

Fraser et al. (1970) ont suggéré que les bassins du Protérozoïque moyen du Bouclier canadien étaient des bassins résiduels, même si leurs références multiples à des bassins limités par des failles semblent contredire cette opinion. Se référant spécifiquement au «bassin de Hornby», Kerans et al. (1981) ont clairement reconnu un stade initial de la formation d'une cuvette tectonique limitée par des failles. Ils ont toutefois limité leur interprétation à la partie exposée de la succession, de sorte que le bassin reste «ouvert» et non défini à l'ouest, au-dessous de la couverture plus récente. Il est possible que ce bassin soit un bassin de

rift ou un aulacogène à symétrie bilatérale, dont seule la moitié sud-est serait exposée. Cette interprétation, proposée par Burke et Dewey (1973), est confirmée par:

a. L'existence de failles synsédimentaires alignées avec le flanc exposé du bassin, et la direction générale hypothétique de l'axe du bassin (Kerans et al., 1981).
b. Le volcanisme (volcanites de Narakay) survenu durant la sédimentation du Groupe de Hornby Bay.
c. L'alignement de l'axe hypothétique du bassin avec le bombement, du côté du craton, des monts Mackenzie (Burke et Dewey, 1973).
d. La configuration en «tête de taureau», caractéristique des bassins de rift (Watts et al., 1982) cartographiés par Baragar et Donaldson (1973) (fig. 5-10); les unités les plus anciennes du Groupe de Hornby Bay sont confinées à la portion la plus épaisse du remplissage du bassin («face de taureau»), tandis que la partie supérieure du Groupe de Hornby Bay et le Groupe de Dismal Lakes s'étendent beaucoup plus loin vers l'est, mais en s'amincissant dans cette direction («corne de taureau»). À remarquer aussi que les formations de Copper Creek et de Husky Creek font aussi partie de la «tête de taureau». Seule la moitié sud-est de la «tête de taureau» est exposée si le remplissage du bassin est symétrique.

Si le «bassin de Hornby» est un aulacogène, Burke et Dewey (1973) ont eu raison de supposer qu'il s'ouvrait sur une marge continentale au sud-ouest; l'épaississement des strates vers l'ouest, et la prédominance des paléocourants dirigés vers l'ouest dans les formations fluviatiles (Kerans et al., 1981) appellent une telle conclusion. Les affleurements présents au mont Cap nous donnent d'importants indices d'une configuration allongée, d'orientation générale sud-ouest.

Même si le modèle de l'aulacogène paraît intéressant, les nouvelles données disponibles posent un problème. Bowring et Ross (1985) ont obtenu un âge U/Pb de 1,663 Ga sur des zircons provenant des volcanites de Narakay. Une durée de presque un demi-milliard d'années, c'est-à-dire l'intervalle compris entre cet âge et celui (1,2 Ga) des Laves de Coppermine, est beaucoup trop longue pour un aulacogène. Il se pourrait toutefois qu'une lacune significative n'ait pas été reconnue dans la colonne stratigraphique au-dessous des Laves de Coppermine.

Âge et contexte tectonique de la Séquence A

Les strates de la Séquence A sont plus récentes que le socle de la province de Churchill dans le Bouclier canadien (<1,7 Ga), et apparemment plus anciennes que les Laves de Coppermine (1,2 Ga) situées dans l'homoclinal de Coppermine. Aucune datation radiométrique n'a été faite de la succession de Cap Mountain, située dans les monts Franklin, mais cette séquence est clairement reconnue comme appartenant à la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes dans l'homoclinal de Coppermine, qui est antérieure à l'épanchement des laves. Les volcanites de Narakay proches du sommet du Groupe de Hornby Bay ont récemment été datées de 1,663 Ga (Bowring et Ross, 1985). L'Assemblage de Muskwa, dans le nord-est de la Colombie-Britannique, n'est pas daté; il ne peut être corrélé pour l'instant ni avec la Séquence A ni avec la Séquence B. Les datations radiométriques obtenues dans le cas du Supergroupe de Wernecke au Yukon ont été faites sur des minéraux formés après la phase sédimentaire, et la plupart indiquent des âges antérieurs à 1,2 Ga. Les études géochronologiques du Supergroupe de Purcell (Belt), dans le sud de la Colombie-Britannique, en Alberta et dans les régions adjacentes des États-Unis, suggèrent que la sédimentation s'est produite pendant l'intervalle de 1,5 à 0,85 Ga, donc pendant l'intervalle englobant à la fois les séquences A et B (il n'est pas exclu que la sédimentation ait commencé à une époque aussi ancienne que le révèle la datation récente du Groupe de Hornby Bay). Par ailleurs, les études paléomagnétiques des roches du Supergroupe de Purcell (Belt) permettent de situer approximativement la sédimentation pendant l'intervalle de 1,5 à 1,25 Ga, et de la limiter entièrement à la Séquence A (Evans et al., 1975; Vitorello et Van derVoo, 1977; Elston et Bressler, 1980). L'examen, à l'échelle régionale, des fabriques métamorphiques, des relations intrusives, et des datations radiométriques par la méthode Rb/Sr semble indiquer que les âges radiométriques moins anciens (1,2 Ga) reflètent des modifications des rapports isotopiques par des événements plus récents correspondant à un réchauffement ou à un soulèvement, ou aux deux, comme le suggèrent McMechan et Price (1982), et que le Supergroupe de Purcell (Belt) doit être entièrement placé dans la Séquence A.

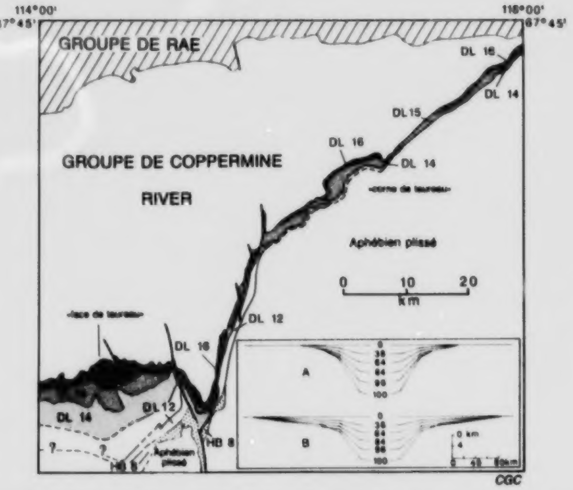


Figure 5-10. Configuration en «tête de taureau» de l'homoclinal de Coppermine. Les unités sont numérotées de façon continue, de HB (Groupe de Hornby Bay) à DL (Groupe de Dismal Lakes). Cette carte peut être considérée comme une coupe structurale, à condition d'être examinée selon le pendage régional, qui est de 3 à 8° vers le nord-ouest. Cette carte a été redessinée d'après la carte 1337A de la Commission géologique du Canada (W.R.A. Baragar et J.A. Donaldson, 1973).
Carton: Stratigraphie calculée d'un bassin en subsidence thermique. L'âge des horizons choisis est indiqué sur la figure en Ma. Deux cas sont présentés : dans A, l'épaisseur de la plaque élastique correspond à la profondeur de l'isotherme océanique de 300°C. Dans B, elle correspond à la profondeur de l'isotherme océanique de 600°C. (Modifié de Watts et al., 1982).

Les supergroupes de Purcell (Belt) et de Wernecke présentent la configuration et la puissance convenant à une sédimentation de marge passive; cependant, des réserves sérieuses ont été faites à propos de cette interprétation dans le cas du bassin de Belt (Winston et al., 1984, Roberts, 1986). Rien n'indique l'existence d'un flanc sud-ouest au «bassin de Wernecke», et l'interprétation relative à un miogéoclinal n'est pas contestée pour l'instant. Le style structural des monts Mackenzie implique l'existence en profondeur, au-dessous des strates de la Séquence B, de roches stratifiées très épaisses (Aitken et al., 1982), qui sont probablement des équivalents du Supergroupe de Wernecke. Si c'est le cas, ce supergroupe peut aussi être considéré comme occupant un rentrant de la marge continentale. La succession de Cap Mountain et ses éléments corrélatifs dans l'homoclinal de Coppermine semblent s'être déposés dans une dépression de rift allongée, de direction générale sud-ouest, qui se serait ouverte en direction du sud-ouest sur la marge continentale. Cette dépression n'est pas considérée comme un aulacogène, en raison de sa durée apparemment considérable, de presque un demi-milliard d'années.

La succession de Muskwa, non datée, se présente dans une large mesure comme un dépôt de plate-forme, et a des affinités non seulement avec des portions de la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes de la Séquence A et de l'est du Supergroupe de Purcell (Belt) (dépôt de plate-forme), mais aussi avec des portions du Supergroupe de Mackenzie Mountains (Séquence B). Arbitrairement placée dans la séquence A, la succession de Muskwa occupe un promontoire structural, et par analogie avec la déflexion de Crowsnest dans le sud de l'Alberta, constitue un épaississement plus ou moins local sur le front montagneux. Il est difficile de préciser si la sédimentation a eu lieu le long du flanc sud-est du bassin de rift de Hornby Bay, ou dans un rentrant distinct de la marge continentale plus au sud.

Ainsi, les strates de la Séquence A indiquent qu'une marge continentale (qui pourrait être en partie un bassin intracratonique) s'est formée 700 à 900 millions d'années avant le rifting de 700-800 Ma qui a permis le dépôt de la Séquence C (Supergroupe de Windermere) et l'établissement de la marge continentale de la Cordillère. Au sud, la marge orientale du bassin de Purcell avait une direction générale plus rapprochée de l'ouest (fig. 5-7) que la marge continentale sur laquelle s'est déposée la Séquence C. Ainsi, la marge plus récente semble tronquer vers le nord-ouest la marge plus ancienne. Également, les rentrants dans lesquels se sont accumulées les successions de Muskwa et de Hornby Bay-Dismal Lakes semblent tronqués par la Séquence C et par le grain structural de la Cordillère. La troncature de la marge continentale de la Séquence A par le rifting ultérieur (Séquence C) explique la répartition discontinue des strates de la Séquence A, alors que la Séquence C et des dépôts plus récents du Paléozoïque sont continus sur toute la longueur de la Cordillère; elle explique également l'absence des strates de la Séquence A au-dessus des roches du socle affleurant dans les Rocheuses entre le rentrant de Muskwa et le bassin de Purcell (Belt).

SÉQUENCE B, ENV. 1,2 À ENV. 0,78 Ga

Les roches sédimentaires de la Séquence B (Assemblage de Mackenzie Mountains) n'existent dans la Cordillère qu'au nord du 60^e parallèle (fig. 5-1). Elles sont représentées par le Supergroupe de Mackenzie Mountains et peut-être par le Groupe de Pinguicula. L'absence de roches stratifiées appartenant à cette séquence au sud du 60^e parallèle est l'un des principaux détails récemment évalués de la stratigraphie protérozoïque de la Cordillère, détail qui nécessite une interprétation complète.

Supergroupe de Mackenzie Mountains (Assemblage de Mackenzie Mountains)

Le terme «Supergroupe de Mackenzie Mountains» est maintenant établi dans la littérature récente sur la géologie des monts Mackenzie, même s'il ne s'agit pas encore d'une appellation formelle. Le supergroupe affleure sur de grandes étendues dans les monts Mackenzie, et apparaît en subsurface dans le nord des monts Franklin et dans les plaines du Grand lac de l'Ours et d'Anderson. Dans les monts Mackenzie, il atteint au moins 4 km d'épaisseur, et comprend toutes les strates exposées au-dessous du Groupe de Coates Lake. Le Groupe de Coates Lake (Jefferson et Ruelle, 1987) a autrefois été inclus dans le Supergroupe de Mackenzie Mountains, mais en raison de l'existence d'une discordance basale bien documentée (Aitken, 1981; Morris et Aitken, 1982), de la concordance entre le milieu tectonique de ce groupe et celui du Groupe de Rapitan sus-jacent, et de son âge (apparemment plus récent que celui des intrusions, estimé à 0,78 Ga), il est interprété ici comme constituant la partie basale des équivalents du Supergroupe de Windermere (Séquence C), dans la région des monts Mackenzie.

Le Supergroupe de Mackenzie Mountains, dont l'âge se situe approximativement dans l'intervalle 1,2 Ga - 0,78 Ga, est divisé en quatre grandes unités qui témoignent d'une sédimentation surtout typique d'un milieu de plate-forme: unité H_1, Formation de Tsezotene, Groupe de Katherine, et Groupe de Little Dal. Les laves basaltiques, qui sont localement préservées au sommet du supergroupe, sont maintenant incluses dans le Groupe de Coates Lake.

Les isopaques des unités ayant le rang de formation ou de membre dans les groupes de Katherine et de Little Dal ont une direction générale nord à ouest, une configuration arquée, et indiquent un épaississement des strates dans une direction sud-ouest (fig. 5-11). Le contrôle sur ces isopaques est faible, mais leur configuration et leur position sont confirmées par les données relatives aux lithofaciès. À une exception près, les corrélations établies suivant l'orientation des isopaques indiquent que les membres constitutifs, et même leurs couches, gardent la même épaisseur sur de grandes distances (Aitken, 1981).

La plus ancienne formation du Supergroupe de Mackenzie Mountains, et la plus ancienne affleurant dans les monts Mackenzie, a été désignée de façon informelle «unité cartographique H_1». Elle n'affleure que sur les crêtes de trois structures majeures. Le profil de l'anticlinal de Tawu, au niveau de l'unité cartographique H_1, indique la présence probable sous H_1 de roches stratifiées d'une épaisseur de plusieurs kilomètres qui ont dû être affectées par le plissement (Aitken et al., 1982). Dans la région type, où plus de 400 m sont exposés, la formation se compose de trois membres. Le membre inférieur est largement recouvert, ce qui suggère que les strates clastiques sont peut-être dominantes; les couches exposées sont silteuses, partiellement argileuses et gréseuses, composées de dolomie grise à rides de plage, et d'un shale dolomitique moins

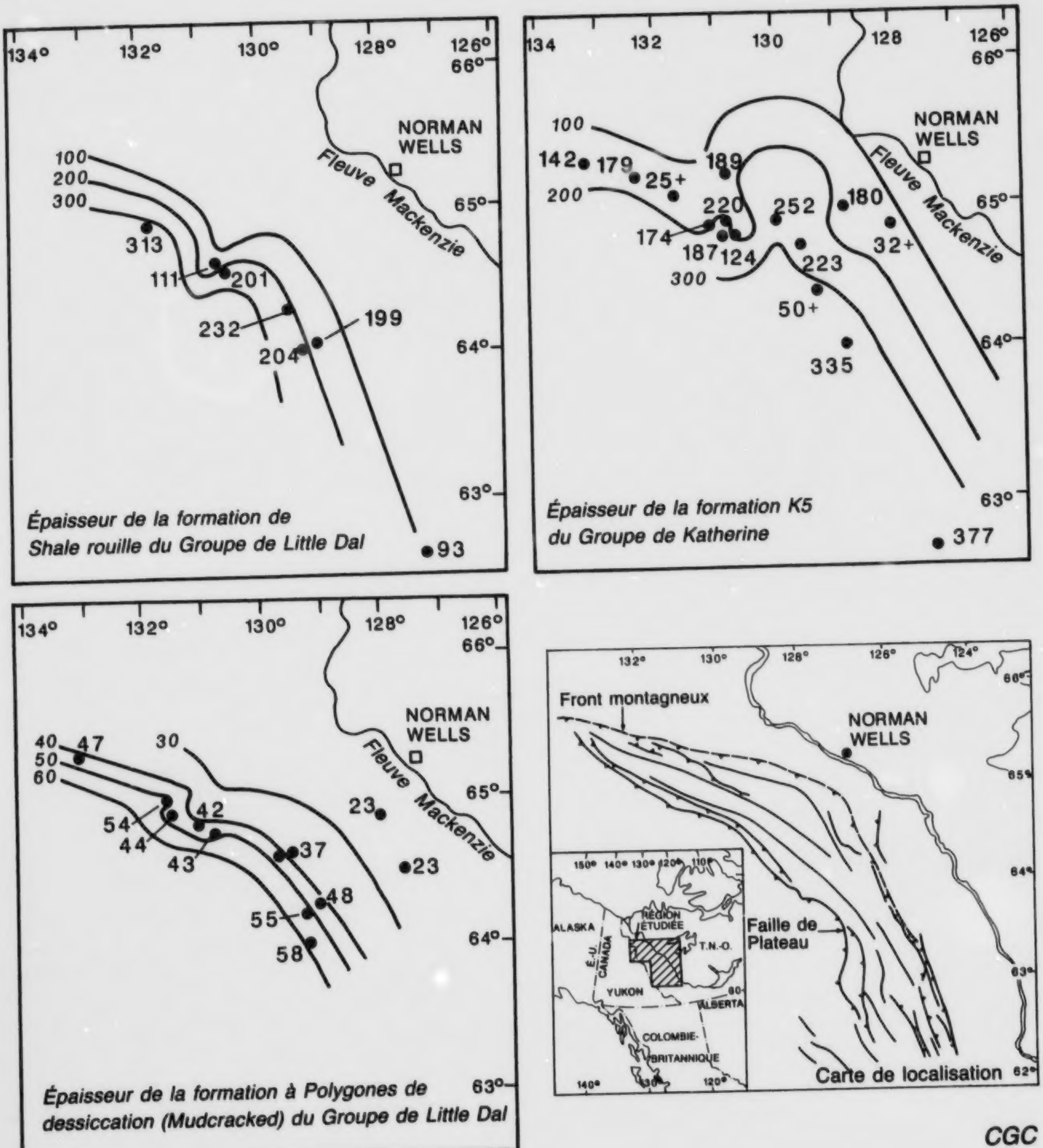


Figure 5-11. Cartes isopaques d'unités choisies du «Supergroupe de Mackenzie Mountains». Épaisseurs en mètres. D'après Aitken et Long (1978).

abondant, de couleur gris brunâtre. Le membre intermédiaire (183 m) se compose de dolomie gris sombre en cassure fraîche et gris clair en surface altérée. Il est constitué de biostromes épais et massifs, et de complexes de biohermes contenant divers types de stromatolites, parmi lesquels *Conophyton* et *Jacutophyton* sont les plus remarquables. La forme et la hauteur des biohermes suggèrent qu'ils ont dû se développer dans une profondeur d'eau d'au moins quelques mètres. Au sommet du membre intermédiaire, apparaissent 30 m de dolomie stratifiée et largement gréseuse (quartzeuse), en particulier des variétés dérivées d'un grainstone et d'un mudstone calcaire laminé. Une stratification oblique, y compris une stratification oblique en arête de poisson, est bien développée, et les chenaux d'érosion sont nombreux. Le membre supérieur, de 180 m d'épaisseur, paraît gris sombre, surtout en raison des ombres projetées par des masses caractéristiques résistantes et silicifiées. Il est dominé par une laminite cryptalgaire et contient un chert abondant, en grande partie noir. Il comporte aussi, quoique moins abondants, des couches de dolomie gréseuse et de grès quartzeux dolomitique, de même que des couches de conglomérat à galets plats. On trouve aussi des stromatolites en forme de dôme et quelques rares stromatolites columnaires ramifiés. Les figures en «teepee» et les chenaux sont fréquents, les rides de courant moins nombreuses. Au sommet, quelques interstrates de shale gris sombre font place abruptement à des shales noirs basaux de la Formation de Tsezotene, au niveau d'un contact non érosionnel. À la rivière Carcajou, le membre supérieur, de 250 m d'épaisseur, est silicifié et contient un chert gris, blanc et noir. Le membre intermédiaire existe, mais la structure interne des biohermes obscurcit la stratification et empêche d'effectuer toute mesure. Dans le chaînon Tsezotene, seuls les 50 m sommitaux de la formation sont exposés; ils sont typiques du membre supérieur.

La Formation de Tsezotene, d'épaisseur comprise entre 750 et 1 500 m, représente un apport de roches clastiques au-dessus des carbonates de plate-forme de l'unité cartographique H_1, et constitue la partie inférieure d'un cycle à séquence négative, complété par les grès épais du Groupe de Katherine. La Formation de Tsezotene, telle que décrite par D.G.F. Long (communication personnelle, 1982), se divise en deux membres: un membre inférieur dominé par des roches argileuses grises et noires, et un membre supérieur caractérisé par des shales rouges, verts et gris. À partir de la rivière Keele en direction du sud, s'interpose un membre carbonaté intermédiaire. Le membre «gris» inférieur est conforme à la distribution habituelle des épaisseurs qui caractérise les unités du Supergroupe de Mackenzie Mountains, les isopaques décrivant un arc nord à nord-est parallèle au grain tectonique, et indique un épaississement vers le sud-ouest de 600 à 1 100 m. Des mudrocks de couleur gris sombre à noir grisâtre constituent 85% du membre inférieur. Associés à ces mudrocks, apparaissent quelques couches laminées, discontinues, de dolomie et quelques minces couches silicoclastiques de siltstone ou de grès très fin. L'alternance des mudrocks fissiles et non fissiles est nettement rythmique. Les unités gréseuses, qui peuvent atteindre 200 m d'épaisseur, sont très peu persistantes latéralement; elles contribuent à créér la tendance générale à un accroissement du grain vers le haut.

Le membre carbonaté de la Formation de Tsezotene est particulièrement bien représenté à la rivière Keele, où il atteint 120 m d'épaisseur. Là, il se compose principalement de calcaire à lamination plane ou ondulée, accompagné accessoirement de shale noir, de calcaire stromatolitique et de dolomie, et de calcaire argileux et silteux accompagné de shale riche en carbonates. Les carbonates stromatolitiques se présentent en partie sous forme de biohermes et biostromes tabulaires ou en forme de dôme.

Le membre «rouge» supérieur, de 130 à 300 m d'épaisseur, contient, dans une proportion légèrement inférieure à la moitié, des couches rouges (des mudrocks fissiles et non fissiles, un siltstone homogène et laminé, un siltstone argileux, un grès argileux, un mudstone gréseux) et en outre, des shales gris et verts, des minces couches de carbonates de couleur orange en surface altérée, et des masses gréseuses vertes et blanches. Il se caractérise par une disposition en cycles négatifs distincts, de l'ordre du mètre. Le membre supérieur passe progressivement, par interstratification, au Groupe de Katherine, qui est dominé par des grès.

Le Groupe de Katherine, de 700 à 1 300 m d'épaisseur, a été divisé par Long (Aitken et al., 1978a) en sept unités (K1-K7) qui ont le rang de formation ou de membre, et qui ne sont pas toutes coextensives du groupe. Le groupe commence, à sa base, par l'une des quatres unités gréseuses épaisses, résistantes à l'altération superficielle, qui témoignent de la progradation d'un complexe fluviodeltaïque et son remaniement ultérieur (phase de destruction) par des vagues et courants marins. Chacune des trois unités non résistantes, qui se composent de mudrock accompagné de proportions variables de strates carbonatées, est au moins partiellement marine. Certaines des unités qui ont le rang de formation, comme l'unité K4 (shale violet et marron, grès, roche carbonatée), et qui ont le rang de membre ou un rang moindre, par exemple les deux biostromes stromatolitiques de K6, montrent une persistance remarquable. Des moulages en contre-empreinte de cristaux de sel ont été localement trouvés à la base du Groupe de Katherine, et observés en grand nombre dans ses couches sommitales.

D.G.F. Long (communication personnelle, 1982) a interprété les unités de Tsezotene-Katherine comme un remplissage de bassin (Formation de Tsezotene à séquence négative), suivi de la progradation de nappes de sables fluviodeltaïques, continuant la tendance à un accroissement du grain vers le haut. Étant donné la distribution et le caractère sédimentaire typique (sédimentation de plate-forme) des dolomies de l'unité H_1 et des orthoquartzites du Groupe de Katherine, le bassin de Tsezotene était sans doute un bassin de plate-forme continentale. Les directions des paléocourants mesurées sur des stratifications obliques, dans le Groupe de Katherine (D.G.F. Long, communication personnelle, 1982), présentent une distribution bimodale ou polymodale, et indiquent l'influence des marées. Lorsqu'existe un mode unique, ou un troisième mode en plus des deux modes principaux, le paléocourant que révèle ces modes est généralement dirigé vers le nord-ouest, parallèlement à la direction de dépôt des sédiments, et indique sans doute le transport des sables vers le nord-ouest le long du littoral.

Au Groupe de Katherine, succède en concordance mais en contact d'érosion, le Groupe de Little Dal de 2 km d'épaisseur (fig. 5-12), qui constitue le reste du Supergroupe

Figure 5-12. «Supergroupe de Mackenzie Mountains» surmonté par la Formation de Franklin Mountain (Cambrien-Ordovicien); à remarquer la discordance faiblement inclinée au niveau du contact. Tributaire de la rivière Mountain, monts Mackenzie, T.N.-O. T - Formation de Tsezotene; K - Groupe de Katherine; L - Groupe de Little Dal (Lb assemblage de bassin, avec récifs stromatolitiques (R); Lgr - formation de Grainstone; Lgy - formation de Gypse); F-Formation de Franklin Mountain; f - faille occupée par un dyke de diabase. GSC-1991-071

Figure 5-13. Fossiles *Chuaria circularis* (sphères comprimées) et *Tawuia dalensis* (losanges comprimés), provenant de l'assemblage de bassin de Little Dal, monts Mackenzie. (Photo: H.J. Hofmann).

de Mackenzie Mountains. Il se divise au maximum en sept unités désignées de façon informelle, qui ont le rang de formation (Aitken, 1981). Une division inférieure et une division supérieure ont été reconnues, la supérieure commençant par la formation de Gypse (Gypsum formation). La division inférieure du Groupe de Little Dal montre des changements de faciès prononcés (mais diminuant d'intensité vers le haut); le changement est minimal dans la division supérieure. Dans le cas de certaines formations et de certains membres, existent suffisamment de points de contrôle pour permettre le tracé de cartes isopaques; celles-ci montrent un épaississement des couches vers le sud-ouest, et une configuration arquée qui présente une congruence avec l'arc structural des monts Mackenzie (fig. 5-11; Aitken et Long, 1978).

La formation basale à Polygones de dessiccation (Mudcracked formation) a de 20 à 60 m d'épaisseur. Elle se compose principalement de mudstone gris, brun, noir, vert et rouge, accompagné d'une quantité moindre de grès fin, principalement disposé en couches minces. Les structures typiques d'une sédimentation en eau peu profonde sont bien visibles, et comprennent de grands polygones de dessiccation et moulages en contre-empreinte de cristaux de sel. Un membre supérieur mince constitué de grainstone dolomitisé, à intraclastes et oolites, constitue une unité repère régionale.

Les strates qui succèdent à la formation à Polygones de dessiccation se divisent en deux unités cartographiables, géographiquement distinctes. Dans le prolongement sud-est des affleurements du Groupe de Little Dal, qui étaient peut-être légèrement surélevés au début de la sédimentation, l'assemblage de plate-forme (450-800 m) porte les marques d'une sédimentation qui aurait eu lieu sur une plate-forme carbonatée, dans un milieu d'eau peu profonde et d'énergie élevée. Les roches sont en grande partie composées de grainstone à intraclastes et oolites, accompagné d'une quantité moindre de mudstone calcaire qui laisse voir clairement une structure «en molaire». Des biohermes et biostromes stromatolitiques sont partout présents.

Dans la région nord-ouest, l'assemblage de bassin (430-630 m), qui est l'équivalent de l'assemblage de plate-forme, appartient à un faciès distinct pratiquement exempt de roches et structures typiques d'une sédimentation en eau peu profonde, et caractérisé par des rythmites clastiques carbonatées et un calcaire noduleux. À sa base, un faciès à

nodules calcaires roses dans une matrice de calcaire argileux rouge est caractéristique des affleurements septentrionaux; vers le sud, il est interdigité avec des rythmites grises d'un faciès de bassin. Ces rythmites se composent de minces couches de calcaire (principalement de calcisiltite) accompagnées de minces interstrates de shale silteux ou de siltstone gris sombre. Les couches de calcaire montrent des rides de courant de grande longueur d'onde et de faible amplitude et des lamines enveloppantes, qui suggèrent la division C de la séquence type de Bouma. Les interstrates détritiques contiennent des lamines granoclassées, généralement accompagnées de microfigures de charge. Des unités composées de shale gris sombre à noir et de siltstone argileux, en partie accompagnés de nodules calcaires, sont aussi présentes. Cet assemblage s'est de toute évidence formé en eau profonde. À sa base et à son sommet, il est interdigité avec des strates d'eau peu profonde, par l'intermédiaire de faciès caractérisés par la présence de stromatolites algaires et d'abondantes structures «en molaire».

À l'intérieur de l'assemblage de bassin, et à plus de 100 km du bord de la plate-forme en direction du bassin, existe une zone de récifs stromatolitiques remarquables dont certains dépassent 300 m de hauteur. Des rythmites de bassin forment un biseau d'aggradation sur les flancs raides des récifs, et sont interdigitées avec un talus d'éboulis à clastes grossiers provenant des récifs (fig. 5-12). La longueur des cônes d'éboulis démontre que durant leur croissance, les récifs se trouvaient à plusieurs dizaines de mètres au moins au-dessus du fond du bassin.

Les fragments de pellicules ou tapis carbonés (*Beltina*, *Morania*) sont fréquents et localement (à proximité des récifs?) abondants dans les rythmites de bassin. À la fois dans les faciès de bassin et de plate-forme (Hofmann et Aitken, 1979; Hofmann, 1985) ont été découverts les disques carbonés, de dimensions millimétriques, de *Chuaria* sp., et les sphères carbonées, comprimées, de dimensions centimétriques, du métaphyte *Tawuia* sp. (fig. 5-13). De plus en plus, il s'avère que ces derniers pourraient servir à identifier une unité stratigraphique pré-édiacarienne présente à l'échelle planétaire (Hofmann, 1985). Il existe aussi dans le faciès de bassin une microflore bien conservée.

Les assemblages de plate-forme et de bassin sont séparés par un complexe à biostromes stromatolitiques, dolomitisé, stratifié, pouvant atteindre 200 m d'épaisseur, qui semble servir de contrefort à la bordure de la plate-forme. La direction générale de la portion connue du complexe, et celle de la marge de la plate-forme, recoupent à angle prononcé les isopaques des formations sous-jacentes et sus-jacentes (Aitken, 1981).

Aux assemblages de plate-forme et de bassin succède, en contact d'interdigitation, la formation de Grainstone (Grainstone formation), qui localement dépasse 425 m d'épaisseur. Cette formation se compose de deux lithofaciès principaux interdigités en unités de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur: l'un est un grainstone dolomitisé à oolites formant des couches massives et épaisses, et accompagné de laminite cryptalgaire, de flakestone, de stromatolites et de calcisiltite dolomitisée, à lamination oblique; l'autre se compose de minces couches généralement gréseuses de dolomie microcristalline qui se débite en plaquettes et en dalles, et qui est accompagnée de quantités moindres de laminite cryptalgaire, de flakestone, de stromatolites simples, et de grainstone pâle à pellets. Le lithofaciès à «dolomie en plaquettes» contient d'abondants polygones de dessiccation, généralement comblés par du grès, et localement des moulages en contre-empreinte de cristaux de sel. Des masses de gypse ont été rencontrées lors des forages dans les «dolomies en plaquettes», et localement des brèches témoignent sans doute de la dissolution de ces évaporites (R. Hewton, communication personnelle, 1982).

La formation de Grainstone est surmontée par la formation de Gypse; celle-ci, qui affleure peu et dont l'épaisseur atteint 530 m (fig. 5-12), a exercé une grande influence sur la structure de la région. Elle se compose d'au moins 90% de gypse et d'anhydrite gris qui sont en grande partie laminés, mais parfois noduleux, et contiennent des plis ptygmatiques résultant de variations volumétriques associées à des modifications chimiques. Les produits non sulfatés, en particulier le sable quartzeux, le silt et l'argile, concentrés près de la base et du sommet, se caractérisent par des teintes rougeâtres et verdâtres. La quantité de matériel clastique augmente vers l'est et le sud autour de l'arc tectonique, comme dans les autres unités du Groupe de Little Dal, ce qui indique l'existence d'une source détritique au sud-est. Un mince membre carbonaté situé dans la moitié supérieure de la formation a une extension régionale. Excepté dans le cas des couches proches du sommet et de la base de la séquence, le milieu de sédimentation semble avoir été subaquatique. La barrière hypothétique qui aurait isolé la lagune évaporitique de la mer libre est dissimulée en profondeur, et sa nature inconnue.

La formation de Gypse est surmontée par la formation de Shale rouille (Rusty Shale formation) (180-270 m), qui témoigne d'un apport de débris argileux et gréseux. Les structures d'eau peu profonde sont partout bien visibles. Cette formation se compose de membres régionalement persistants, de shales rouges, verts et gris sombre, de quartzite très fin et de roches carbonatées subtidales à supratidales. Des cycles de petite envergure, allant d'un shale à la base à des roches carbonatées au sommet, et semblables à ceux qui caractérisent la formation de Carbonate supérieur sus-jacente, sont fréquents. Les membres gréseux atteignent leur maximum d'épaisseur et de taille granulométrique au sud-est, ce qui indique l'existence d'une source détritique dans cette direction. La formation contient une répétition des biotes à *Chuaria-Tawuia* initialement décelés dans les assemblages de bassin et de plate-forme.

La formation de Carbonate supérieur (Upper Carbonate formation) (<300-750 m) comprend des strates épaisses, riches en stromatolites et largement cycliques, qui forment des falaises et qui généralement recouvrent le Groupe de Little Dal. Les quatre membres sont coextensifs de la formation, excepté là où ils ont été érodés au niveau des discordances ultérieures. Ces membres se composent principalement de diverses proportions de plusieurs sortes de carbonates subtidaux à supratidaux, presque entièrement dolomitisés. Les mudrocks se présentent presque toujours sous forme de couches basales de cycles sédimentaires positifs de type «clearing upward» de l'ordre du mètre. La couleur de la roche et les stromatolites distinctifs constituent des critères secondaires de différenciation des membres.

Au sommet du Groupe de Little Dal existe une série préservée seulement par endroits, composée de coulées de laves basaltiques partiellement coussinées et concordantes avec les strates carbonatées sous-jacentes. Une étude paléomagnétique à travers le sommet de ces laves démontre que le hiatus existant au-dessous du Groupe de Coates Lake sus-jacent, révélé par l'arasement des membres et formations du Groupe de Little Dal, est relativement long (Morris et Aitken, 1982).

Âge et contexte tectonique

Des progrès majeurs ont été faits récemment en ce qui concerne la datation du Supergroupe de Mackenzie Mountains. Cependant, certains détails paradoxaux concernant sa distribution, son épaisseur et ses lithofaciès laissent sans réponses des questions importantes relatives au contexte tectonique dans lequel il s'est déposé.

Les déterminations radiométriques indiquent un intervalle d'âges assez large, mais il est d'ores et déjà permis d'affirmer que le Supergroupe de Mackenzie Mountains est postérieur au Supergroupe de Purcell (Belt) et antérieur au Supergroupe de Windermere (Séquence C). Le Groupe de Rae de l'homoclinal de Coppermine se situe stratigraphiquement au-dessus des basaltes de Copper Creek, qui ont été datés de 1,2 ± 0,045 Ga (isochrone Rb/Sr sur roche totale; Baragar, 1972). La corrélation du Groupe de Rae avec les formations inférieures du Supergroupe de Mackenzie Mountains (fig. 5-14) étant bien établie (Young, 1977, 1978; Aitken et al., 1978b), l'âge maximal du supergroupe a été estimé à environ 1,2 Ga. Dans les monts Mackenzie, des dykes de diabase qui traversent des formations aussi récentes que la partie inférieure du Groupe de Little Dal ont fourni des clastes aux diamictites de Shezal (partie intermédiaire du Groupe de Rapitan, Séquence C). Les dykes sont considérés comme comagmatiques des filons-couches datés d'environ 770 Ma (isochrones Rb/Sr sur minéraux; Armstrong et al., 1982) qui font intrusion dans la Formation de Tsezotene, et probablement d'une diorite datée de 780 Ma (datation U/Pb sur zircon; R.R. Parrish et C.W. Jefferson, communication personnelle, 1986) qui recoupe le Groupe de Little Dal. Ces données fournissent un âge minimal pour le Supergroupe de Mackenzie Mountains.

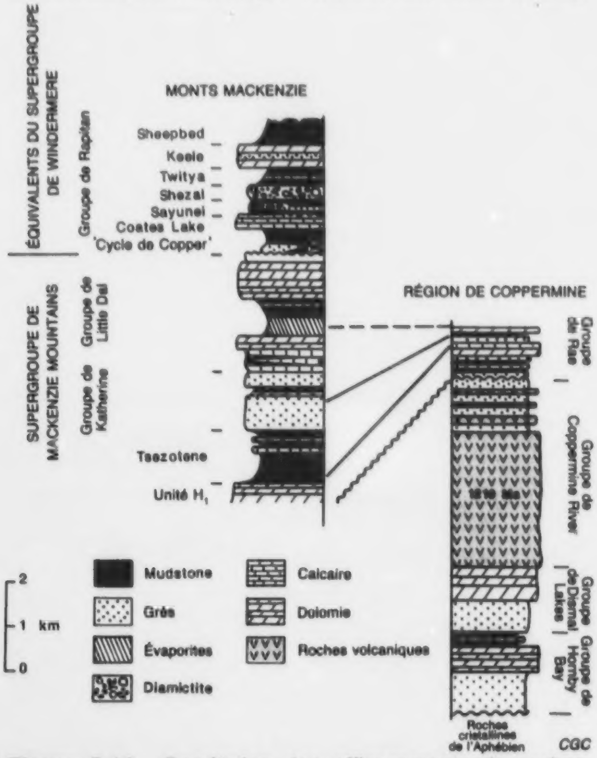


Figure 5-14. Corrélation des affleurements de roches protérozoïques, depuis les monts Mackenzie jusqu'à l'homoclinal de Coppermine. Modification du schéma de Young et al. (1979).

Des études paléomagnétiques récentes semblent refermer davantage l'écart entre l'âge minimal et l'âge maximal du supergroupe. Dans le cas du supergroupe (Park et Aitken, 1986a,b), la courbe de migration apparente du pôle est distincte de la boucle du Grenville et nécessairement postérieure à celle-ci (Irving et McGlynn, 1981). Or, par suite de nouvelles recherches, l'extrémité la plus récente de la boucle du Grenville a été datée d'environ 880 Ma (Dallmeyer et Sutter, 1980). Il en résulte que l'âge du supergroupe est postérieur à 880 Ma, mais antérieur à 770 Ma (voir chapitre 3).

Les macrofossiles (*Chuaria, Tawuia*) provenant du Groupe de Little Dal rendront sans doute possible une corrélation à l'échelle planétaire, mais pour l'instant, n'aident en rien à resserrer l'intervalle d'âges susmentionné. La corrélation biostratigraphique intercontinentale, basée sur les études préliminaires des associations stromatolitiques algaires (Aitken et al., 1978a), ne permet apparemment pas d'établir correctement l'âge du Supergroupe de Mackenzie Mountains. L'âge suggéré, qui correspond au début du Riphéen tardif (950 ± 50 Ma) pour la formation de Carbonate supérieur du Groupe de Little Dal, n'est valide que dans la mesure où la datation paléomagnétique s'avère inexacte. Quoi qu'il en soit, l'âge suggéré de la formation la plus basse du supergroupe affleurant dans les montagnes, c'est-à-dire le début du Riphéen moyen (1,3 ± 0,050 Ga), dépasse d'au moins 150 Ma l'âge maximal du supergroupe, établi d'après les datations radiométriques et les corrélations lithostratigraphiques.

Pour déterminer le contexte tectonique dans lequel s'est déposé le Supergroupe de Mackenzie Mountains, il faut tenir compte des traits dominants de celui-ci:

a. Le caractère lithologique de la majeure partie du supergroupe: roches clastiques, roches carbonatées et évaporites, matures et d'eau peu profonde.
b. Un épaississement progressif des couches en direction du bassin, même à l'intérieur de la zone déformée, alors que les unités du Supergroupe de Windermere et les unités du Paléozoïque inférieur montrent de brusques augmentations d'épaisseur.
c. La grande persistance géographique des unités lithostratigraphiques, à la fois dans la direction de dépôt et transversalement à celle-ci (fig. 5-10).
d. Les isopaques congruentes avec l'arc tectonique des monts Mackenzie, et avec la marge passive bien établie, contemporaine du Supergroupe de Windermere et du Paléozoïque précoce (fig. 5-11).

e. Des dépôts non significatifs de roches volcaniques effusives, témoignant d'un événement unique, apparemment au stade terminal (les intrusions de diabase sont interprétées comme datant d'un épisode ultérieur de rifting, contemporain du début de la sédimentation du Supergroupe de Windermere).

f. Des failles abruptes, de direction générale NNW à NNE, recoupant le supergroupe, qui ont influencé la sédimentation du Groupe de Coates Lake (Eisbacher, 1977; Jefferson, 1978) et précèdent le Groupe de Rapitan.

g. L'absence de plissement précambrien.

Le Supergroupe de Mackenzie Mountains est typique d'une sédimentation de plate-forme et, à bien des égards, ressemble aux formations dévoniennes de la partie non déformée du miogéoclinal. Depuis sa partie occidentale dissimulée jusqu'à ses limites d'érosion à l'est, il affleure sur environ 450 km de largeur, comparativement à 500 à 800 km dans le cas de l'analogue dévonien, et présente sur cette distance des changements de faciès moins importants. Un lien avec une marge continentale n'est suggéré que par le parallélisme des isopaques avec la marge continentale clairement définie du Protérozoïque tardif (Supergroupe de Windermere) et du Paléozoïque précoce. Faute d'indices suffisants, une interprétation définitive n'est pas possible pour l'instant. Le Supergroupe de Mackenzie Mountains s'est déposé dans un vaste bassin épicratonique, ou bien a constitué l'équivalent du miogéoclinal, à l'est, d'une succession de marge passive (postérieure au Supergroupe de Purcell (Belt), antérieure au Supergroupe de Windermere).

Le Groupe de Pinguicula (Eisbacher, 1981) de la partie est des monts Wernecke recouvre des plis tronqués dans le Supergroupe de Wernecke sous-jacent. Il est recouvert en discordance par le Groupe de Rapitan, mais n'a pas été plissé au Précambrien. Il est possible d'établir une corrélation provisoire avec le Supergroupe de Mackenzie Mountains (Young et al., 1979; Eisbacher, 1981), mais cette corrélation reste à prouver. Une corrélation avec le Groupe de Coates Lake a aussi été suggérée (Eisbacher, 1978). Le plissement du Supergroupe de Wernecke n'a pas été daté, mais il est en général tenu pour antérieur à la sédimentation du Supergroupe de Mackenzie Mountains, lequel à la connaissance des auteurs n'a pas subi de plissement au Précambrien. Mais ce n'est pas nécessairement le cas. Dans ses affleurements, le Supergroupe de Mackenzie Mountains n'a peut-être jamais subi de plissement à l'avant de la zone de déformation de Wernecke, de la même façon que les strates de Purcell de la région de Waterton n'ont pas été plissées durant la déformation imputée à l'orogenèse du Kootenay-Est. Si cette hypothèse pouvait se vérifier, il serait aussi confirmé que le Groupe de Pinguicula est plus récent que le Supergroupe de Mackenzie Mountains.

RÉFÉRENCES

Aitken, J.D.
1981: Generalizations about Grand Cycles; in Short Papers for the Second International Symposium on the Cambrian System; M.E. Taylor (ed.), United States Geological Survey, Open File Report 81-743, p. 8-14.

Aitken, J.D. and Long, D.G.F.
1978: Mackenzie tectonic arc - reflection of early basin configuration?; Geology, v. 6, p. 626-629.

Aitken, J.D. and Pugh, D.C.
1984: The Fort Norman and Leith Ridge structures, major, buried Precambrian features underlying Franklin Mountains and Great Bear and Mackenzie Plains; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 139-146.

Aitken, J.D., Cook, D.G., and Yorath, C.J.
1982: Upper Ramparts River (106G) and Sans Sault Rapids (106H) map-areas, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 388 (with maps 1452A and 1453A).

Aitken, J.D., Long, D.G.F., and Semikhatov, M.A.
1978a: Progress in Helikian stratigraphy, Mackenzie Mountains; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 481-484.
1978b: Correlation of Helikian strata, Mackenzie Mountains - Brock Inlier-Victoria Island; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 485-486.

Aitken, J.D., Macqueen, R.W., and Foscolos, A.E.
1973: A Proterozoic sedimentary succession with traces of copper mineralization, Cap Mountain, southern Franklin Mountains, District of Mackenzie (95O); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 73-1A, p. 243-246.

Armstrong, R.L., Eisbacher, G.H., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic - tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.

Atkinson, S.J.
1975: Surface geology of the Paradise Basin (82K/8W); British Columbia Ministry of Mines and Petroleum Resources, Geology in British Columbia 1975, p. G7-G12.

Baragar, W.R.A.
1972: Coppermine River Basalts - District of Mackenzie; in Rubidium-Strontium Isochron Age Studies, Report 1, R.K. Wanless and W.D. Loveridge (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 72-23, p. 21-24.

Baragar, W.R.A. and Donaldson, J.A.
1973: Coppermine and Dismal Lakes map-areas; Geological Survey of Canada, Paper 71-39 (with maps 1337A and 1338A).

Bell, R.T.
1966: Precambrian rocks of the Tuchodi Lakes map-area, northeastern British Columbia; Ph.D. thesis, Princeton University, 138 p.
1968: Proterozoic stratigraphy of northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 67-68.
1982: Comments on the geology and uraniferous mineral occurrences of the Wernecke Mountains, Yukon and District of Mackenzie; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 279-284.

Bouma, A.H.
1962: Sedimentology of some flysch deposits; Elsevier Publishing Company, Amsterdam, 168 p.

Bowring, S.A. and Ross, G.M.
1985: Geochronology of the Narakay Volcanic Complex: implications for the age of the Coppermine Homocline and Mackenzie igneous events; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 774-781.

Burke, K. and Dewey, J.F.
1973: Plume generated triple junctions: key indicators in applying plate tectonics to old rocks; Eos (American Geophysics Union Transactions), v. 54, no. 4, p. 239.

Burwash, R.A., Baadsgaard, H., and Peterman, Z.E.
1962: Precambrian K-Ar dates from the western Canada sedimentary basin; Journal of Geophysical Research, v. 67, p. 1617-1625.

Le Cheminant, A.N. and Heaman, L.M.
1989: MacKenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magnatism associated with ocean opening; Earth and Planetary Science Letters, v. 96, p. 38-48.

Dallmeyer, R.D. and Sutter, J.F.
1980: Acquisitional chronology of remnant magnetization along the 'Grenville polar path', evidence from Ar ages of hornblende and biotite from the Whitestone Diorite, Ontario; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 3177-3186.

Daly, R.A.
1912: Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel; Geological Survey of Canada, Memoir 38.

Delaney, G.D.
1981: The mid-Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 1-23.

Devlin, W.J., Bond, G.C., and Brueckner, H.K.
1985: An assessment of the age and tectonic setting of volcanics near the base of the Windermere Supergroup in northeastern Washington: implications for latest Proterozoic - earliest Cambrian continental separation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 829-837.

Douglas, R.J.W.
1952: Waterton, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 52-10.

Douglas R.J.W. and Norris, D.K.
1963: Dahadinni and Wrigley map areas, District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 62-33.
Earhart, R.L., Raup, O.B., Corner, J.J., Carrain, P.E., Mcgimsey, D.H., Constenius, K.N., and Van Loener, R.E.
1983: Preliminary geologic map and cross sections of the northwest part of Glacier Park, Montana; United States Geological Survey, Miscellaneous Field Studies Map Mf-1604-A.
Edmunds, F.R.
1973: Stratigraphy and lithology of the lower Belt series in the southern Purcell Mountains, British Columbia; in Belt Symposium 1973, v. 1: Department of Geology, University of Idaho and Idaho Bureau of Mines and Geology, p. 230-234.
1977: Kimberley to Creston, stratigraphy and lithology of the lower Belt series in the Purcell Mountains, British Columbia; in Lead-Zinc Deposits of Southeastern British Columbia, T. Høy (ed.), Geological Association of Canada, Field Trip No. 1, Guidebook, p. 22-32.
Eisbacher, G.H.
1977: Tectono-stratigraphic framework of the Redstone Copper Belt, District of Mackenzie; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 229.
1978: Two major Proterozoic unconformities, Northern Cordillera; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 53-58.
1981: Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-27.
Elston, D.P. and Bressler, S.L.
1980: Paleomagnetic poles and polarity zonation from the middle Proterozoic Belt Supergroup, Montana and Idaho; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 339-356.
Evans, M.E., Bingham, D.K., and McMurray, E.W.
1975: New paleomagnetic results from the upper Belt-Purcell Supergroup of Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 52-61.
Evenchick, C.A., Parrish, R.R., and Gabrielse, H.
1984: Precambrian gneiss and late Proterozoic sedimentation in north-central British Columbia; Geology, v. 12, p. 233-237.
Fermor, P.R.
1980: Structural and stratigraphic analysis of rocks adjacent to the Lewis Thrust Fault around the Cate Creek and Haig Brook Windows, British Columbia and Alberta; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.
Fermor, P.R. and Price, R.A.
1983: Stratigraphy of the lower part of the Belt-Purcell Supergroup (middle Proterozoic) in the Lewis thrust sheet of southern Alberta and British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 169-194.
Finch, J.C. and Baldwin, D.D.
1984: Stratigraphy of the Prichard Formation, Belt Supergroup; in Belt Symposium II, S.W. Hobbs (ed.), Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication 90, p. 5-7.
Fraser, J.A., Donaldson, J.A., Fahrig, W.F., and Tremblay, L.P.
1970: Helikian basins and geosynclines of the northwestern Canadian Shield; Geological Survey of Canada, Paper 70-40, p. 213-239.
Giletti, B.J.
1966: Isotopic ages from southwestern Montana; Journal of Geophysical Research, v. 71, p. 4029-4036.
Hamilton, J.M.
1984: The Sullivan deposit, Kimberley, British Columbia - a magmatic component to genesis?; in Belt Symposium II, S.W. Hobbs (ed.), Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication 90, p. 58-59.
Harrison, J.E.
1972: Precambrian Belt basin of the northwestern United States: its geometry, sedimentation and copper occurrences; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1215, 1240.
Harrison, J.E. and Jobin, D.A.
1963: Geology of the Clark Fork quadrangle, Idaho-Montana; United States Geological Survey, Bulletin 1141-K, 38 p.
Harrison, J.E., Griggs, A.B., and Wells, J.D.
1974: Tectonic features of the Precambrian Belt Basin and their influence on post-Belt structures; United States Geological Survey, Professional Paper 866.
Hill, R.
1983: The stratigraphy and sedimentology of the Waterton and Altyn formations, Waterton Lakes National Park Alberta: a preliminary report (unpublished) in the Institute of Sedimentary and Petroleum Geology Library, Calgary, Alberta.
Hofmann, H.J.
1985: The mid-Proterozoic Little Dal macrobiota, Mackenzie Mountains north-west Canada; Palaeontology, v. 28, pt. 2, p. 331-354.
Hofmann, H.J. and Aitken, J.D.
1979: Precambrian biota of the Little Dal Group, Mackenzie Mountains, northwest Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 150-166.
Høy, T.
1979: Geology of the Estella-Kootenay King area, Hughes Range, southeastern British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map 36.
Høy, T. and Diakow, L.
1982: Geology of the Moyie Lake area, British Columbia; Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map 46.
Huebschman, R.P.
1973: Correlation of fine carbonaceous bands across a Precambrian stagnant basin; Journal of Sedimentary Petrology, v. 43, p. 688-699.
Hunt, G.
1962: Time of the Purcell eruption in southeastern British Columbia and southwestern Alberta; Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists, v. 10, p. 438-442.
Irving, E. and McGlynn, J.C.
1981: On the coherence, rotation and paleolatitude of Laurentia; in The Proterozoic; Precambrian Plate Tectonics, A. Kroner (ed.), Elsevier, Amsterdam, p. 561-598.
Jefferson, C.W.
1978: Correlation of middle and upper Proterozoic strata between northwestern Canada and south and central Australia (Abstract); Geological Society of America, Abstracts with Programs, 1978, p. 429.
Jefferson, C.W. and Ruelle, J.C.L.
1987: The Late Proterozoic redstone Copper Belt, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; in Mineral Deposits of the Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 154-168.
Kerans, C., Ross, G.M., Donaldson, J.A., and Geldsetzer, H.J.
1981: Tectonism and depositional history of the Helikian Hornby Bay and Dismal Lakes Groups, District of Mackenzie; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 152-182.
Leech, G.B.
1958: Fernie map-area, west half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 58-10.
1960: Geology of Fernie (west half), Kootenay District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 11-1960.
Lis, M.G. and Price, R.A.
1976: Large-scale block faulting during deposition of the Windermere Supergroup (Hadrynian) in southeastern British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 135-136.
McMechan, M.E.
1980: Stratigraphy, structure and tectonic implications of the middle Proterozoic Purcell Supergroup in the Mount Fisher area, southeastern British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.
1981: The middle Proterozoic Purcell Supergroup in the southwestern Rocky and southeastern Purcell Mountains, British Columbia and the initiation of the Cordilleran miogeocline, southern Canada and adjacent United States; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, p. 583-621.
McMechan, M.E. and Price, R.A.
1982: Superimposed low-grade metamorphism in the Mount Fisher area, southeastern British Columbia - implications for the East Kootenay orogeny; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 476-489.
McMechan, M.E., Høy, T., and Price, R.A.
1980: Van Creek and Nicol Creek formations (New): A revision of the stratigraphic nomenclature of the Middle Proterozoic Purcell Supergroup, southeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 542-558.
Meijer Drees, N.C.
1975: Geology of the lower Paleozoic formations in the sub-surface of the Fort Simpson area, District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 74-40.
Morris, W.A. and Aitken, J.D.
1982: Paleomagnetism of the Little Dal Lavas, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 20-27.

Norris, D.K.
1982: Geology, Snake River, Yukon-Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1529A.
1983: Geotectonic correlation chart - Operation Porcupine project area; Geological Survey of Canada, Map 1532A.

Norris, D.K. and Yorath, C.J.
1981: The North American plate from the Arctic Archipelago to the Romanzof Mountains; in The Ocean Basins and Margins, v. 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr. and F.G. Stehli (eds.), Plenum, New York, p. 37-104.

Obradovich, J.D. and Peterman, Z.E.
1968: Geochronology of the Belt Series, Montana; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 737-747.
1973: A review of the geochronology of Belt and Purcell rocks in Belt Symposium, v. 1; Department of Geology, University of Idaho and Idaho Bureau of Mines and Geology, Moscow, p. 8-9.

Okulitch, A.V.
1984: The role of the Shuswap metamorphic complex in Cordilleran tectonism: a review; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, no. 10, p. 1171-1193.

Park, J.K. and Aitken, J.D.
1986a: Paleomagnetism of the Katherine Group in the Mackenzie Mountains: implications for post-Grenville (Hadrynian) apparent polar wander; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, no. 3, p. 308-323.
1986b: Paleomagnetism of the late Proterozoic Tsezotene Formation of the Mackenzie Mountains, Northwestern Canada; Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 4955-4970.

Preto, V.A.
1971: Lode copper deposits of the Racing River - Gataga River area; in Geology, Exploration and Mining in British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 75-107.

Price, R.A.
1962: Fernie map-area, east half, Alberta and British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 61-24.
1964: The Precambrian Purcell system in the Rocky Mountains of southern Alberta and British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 12, p. 399-426.

Reesor, J.E.
1958: Dewar Creek map-area with special emphasis on the White Creek Batholith, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 292.
1973: Geology of the Lardeau map-area, east half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 369.
1983: Nelson map-area, east half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 929.
1984: The Purcell Supergroup in the Purcell Mountains, British Columbia; in Belt Symposium II, S.W. Hobbs (ed.), Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication 90, p. 33-35.

Rice, H.M.A.
1937: Cranbrook map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 207.
1941: Nelson map-area, east half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 228.

Roberts, S.M.
1986: Belt Supergroup: a guide to Proterozoic rocks of western Montana and adjacent areas; Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication 94.

Ryan, B.D. and Blenkinsop, J.
1971: Geology and geochronology of the Hellroaring Creek Stock, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, no. 1, p. 85-95.

Schofield, S.J.
1915: Geology of Cranbrook map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 76.

Taylor, G.C. and Stott, D.F.
1973: Tuchodi Lakes map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 373.

Vitorello, I. and Van der Voo, R.
1977: Late Hadrynian and Helikian pole positions from the Spokane Formation, Montana; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 67-73.

Watts, A.B., Karner, G.D., and Steckler, M.S.
1982: Lithospheric flexure and the evolution of sedimentary basins; Royal Society of London, Philosophical Transactions, v. 305, p. 249-281.

Winston, D., Woods, M., and Byer, G.B.
1984: The case for an intracratonic Belt-Purcell basin: tectonic, stratigraphic and stable isotopic considerations; in Montana Geological Society, 1984 Field Conference and Symposium, J.D. McBane and P.B. Garison (ed.), p. 103-118.

Yeo, G.M., Delaney, G.D., and Jefferson, C.W.
1978: Two major Proterozoic unconformities, northern Cordillera - discussion; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 225-228.

Young, G.M.
1977: Stratigraphic correlation of upper Proterozoic rocks of northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1771-1787.
1978: Proterozoic (<1.7 b.y.) stratigraphy, paleocurrents and orogeny in North America; Egyptian Journal of Geology, v. 22, p. 45-64.

Young, G.M., Jefferson, C.W., Delaney, G.D., and Yeo, G.M.
1979: Middle and Lake Proterozoic evolution of the northern Canadian Cordillera and Shield; Geology, v. 7, p. 125-128.

Young, G.M., Jefferson, C.W., Delaney, G.D., Yeo, G.M., and Long, D.G.F.
1982: Upper Proterozoic stratigraphy of northwestern Canada and Precambrian history of the North America Cordillera; in Society of Economic Geologists Coeur d'Alene Field Conference, Idaho-1977, R.R. Reid and G.A. Williams (ed.); Idaho Bureau of Mines and Geology, Bulletin 24, p. 73-96.

Zartman, R.E., Peterman, Z.E., Obradovich, J.D., Gallego, M.D., and Bishop, D.T.
1982: Age of the Crossport C sill near Eastport, Idaho, in Society of Economic Geologists Coeur d'Alene Field Conference, Idaho 1977, R.R. Reid and G.A. Williams (ed.),: Idaho Bureau of Mines and Geology Bulletin 24, p. 61-69.

Adresse des auteurs

J.D. Aitken
M.E. McMechan
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

ADDENDA

Les basaltes du Groupe de Coppermine River sont maintenant datés de 1 267 ± 2 Ma (Le Cheminant et Heaman, 1989), l'âge de leurs filons-nourriciers (dykes de MacKenzie).

RÉFÉRENCE

Le Cheminant, A.N., and Heaman, L.M.
1989: MacKenzie igneous events, Canada: Middle Proterozoic hotspot magmatism associated with ocean opening; Earth and Planetary Science Letters, v. 96, p. 38-48

Imprimé au Canada

Chapitre 6

ASSEMBLAGES DU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

Résumé
Introduction
Terrane de l'Alaska arctique
  Monts British
Terrane de Porcupine
Protocontinent nord-américain
  Région du Yukon-Tatonduk
  Monts Ogilvie
  Monts Wernecke
  Monts Mackenzie
  Chaîne Selwyn, Rocheuses du Nord et région à l'est du sillon de Tintina
  Chaînes Cassiar et Omineca
  Centre nord et centre des Rocheuses
  Rocheuses du Sud
  Chaîne Columbia septentrionale
  Chaîne Columbia méridionale
Terrane d'Alexander
Terrane de Nisling
Sous-terrane de Nisutlin
Références

Chapitre 6

ASSEMBLAGES DU PROTÉROZOÏQUE SUPÉRIEUR

H. Gabrielse et R.B. Campbell

RÉSUMÉ

Des séquences de roches sédimentaires du Protérozoïque supérieur, principalement clastiques, généralement attribuées au Supergroupe de Windermere, ont souvent une épaisseur supérieure à 2 000 m et affleurent presque continuellement sur toute la longueur de la Cordillère orientale (fig. 6-1, 6-2). Dans la chaîne Purcell et les monts Mackenzie, le Supergroupe repose en discordance sur des strates des supergroupes de Purcell et de Mackenzie Mountains respectivement. À l'intérieur et à proximité du Domaine d'Omineca, les roches reposent en discordance sur le socle de gneiss granitique d'âge compris entre 728 Ma et plus de 2 Ga (voir chapitre 4). Ailleurs, le contact inférieur du Supergroupe n'est pas exposé.

À de nombreux endroits, le supergroupe est surmonté en discordance par des roches clastiques, généralement des grès datant du Cambrien précoce, mais dans les régions plus à l'ouest, où les roches du Cambrien inférieur sont à grain fin, il est difficile de démontrer l'existence d'une discordance.

Typiquement, dans la Cordillère centrale et méridionale, la partie inférieure du Supergroupe de Windermere comprend d'épaisses séquences monotones de grès feldspathique à granules, siltstone et shale, métamorphisés à des degrés divers, entre le faciès des schistes verts inférieur et le faciès des amphibolites supérieur. Dans sa partie supérieure, le Supergroupe de Windermere est plus calcareux et de lithologie beaucoup plus variable. Une ou plusieurs formations carbonatées sont d'importance régionale, même si les corrélations entre les régions sont douteuses. Un shale bien visible, de couleur marron, violette et verte apparaît dans la formation sommitale du groupe dans la chaîne Selwyn, dans les Rocheuses du Nord, et dans les chaînes Cassiar, Omineca et Cariboo. Dans la chaîne Selwyn, les shales bariolés surmontent d'épaisses successions de grès à granules, qui sont plus récents que la plupart des grès grossiers attribués ailleurs au Supergroupe de Windermere. Une diamictite, qui reflète au moins localement l'activité glaciaire, est présente dans des localités dispersées et à plusieurs niveaux stratigraphiques.

D'épaisses séquences de roches volcaniques existent près de la frontière des États-Unis dans la Cordillère méridionale, dans des affleurements plus à l'est, près de la frontière entre le Yukon et la Colombie-Britannique, et dans la partie nord-ouest de la Cordillère. Des roches volcaniques présentes dans les monts Ogilvie et des filons-couches situés dans les monts Mackenzie, datés d'environ 770 Ma, ainsi que des essaims de dykes de direction générale nord situés dans les Rocheuses du Nord pourraient être tous associés au même épisode volcanique.

Les affleurements du Supergroupe de Windermere situés le plus à l'est dans les monts Mackenzie se distinguent par le fait qu'ils contiennent une formation de fer cherteuse et des dépôts glaciogéniques. Ces derniers existent à deux niveaux stratigraphiques distincts. Il existe une succession stratigraphique similaire, sans formation de fer, dans les affleurements orientaux des Rocheuses centrales.

Dans l'ensemble, la lithologie, l'épaisseur et les structures sédimentaires du Supergroupe de Windermere suggèrent une sédimentation le long d'une marge de divergence dans la partie ouest du craton nord-américain. Les phases initiales de rifting ont été accompagnées d'un épisode de volcanisme et de glaciation sur une topographie très accidentée. Les unités supérieures indiquent une sédimentation en eau moins profonde, le taux de sédimentation dépassant le taux de subsidence. En général, les roches préservées à l'extrême est de la bande de strates du Protérozoïque supérieur témoignent très clairement d'un milieu de rift, en particulier dans les formations inférieures. Elles sont caractérisées par des variations d'épaisseur et des changements de faciès marqués et brusques d'un endroit à l'autre. En revanche, les formations supérieures situées à l'est, ainsi que la plupart des strates situées plus à l'ouest ont une distribution et une lithologie plus uniformes et représentent possiblement un prisme de progradation des sédiments le long de la marge de divergence ouest du craton.

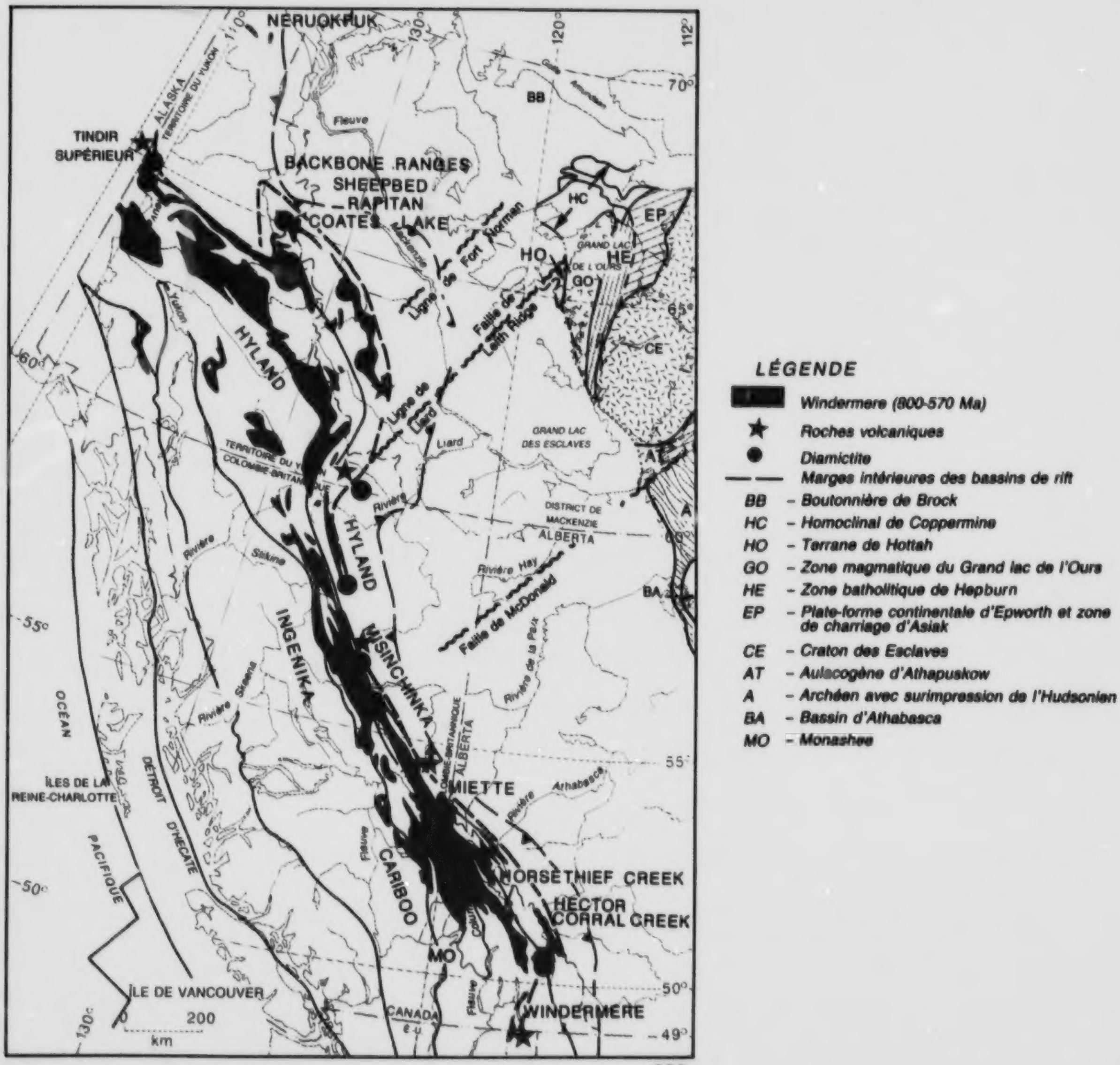
Des âges radiométriques de 762 à 777 Ma attribués à des roches volcaniques de la partie basale du Supergroupe de Windermere, un âge radiométrique de 780 Ma, à une diorite probablement apparentée aux roches volcaniques, et un âge radiométrique de 728 à 750 Ma, aux roches du socle granitique en contact discordant avec les roches volcaniques sus-jacentes, suggèrent que la base du supergroupe date d'un peu moins de 800 Ma dans le secteur canadien de la Cordillère. Il est donc pratique de considérer cet âge, qui pourrait se préciser lors de travaux futurs, comme la limite entre les assemblages du Protérozoïque supérieur et ceux du Protérozoïque moyen, et de laisser tomber l'âge de 900 Ma indiqué dans l'échelle chronostratigraphique de la Décennie de la géologie nord-américaine. De toute évidence, cette limite marque une modification critique de l'évolution tectonique au Précambrien.

Gabrielse, H. et Campbell, R. B.
1991: Assemblages du Protérozoïque supérieur; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 6, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

INTRODUCTION

Le Supergroupe de Windermere, une unité d'épaisseur considérable et très étendue, constitué de faciès à prédominance clastique déposés approximativement entre 780 Ma et 570 Ma, est généralement considéré comme représentant la succession basale du miogéoclinal de la Cordillère; cette succession du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque, s'est formée le long la marge de divergence ouest du protocontinent nord-américain. La source de la majeure partie des roches clastiques réside sans doute dans le socle faillé et soulevé de ce protocontinent, mais il est possible que quelques-uns des sédiments de la Cordillère septentrionale proviennent de sources externes. L'identification et la datation des diamictites glaciogéniques, bien documentées dans plusieurs localités, ont une importance globale du point de vue de la corrélation des successions du Protérozoïque supérieur.

Deux régions contenant des strates épaisses du Protérozoïque sont médiocrement datées, de sorte que les corrélations entre ces strates sont incertaines. Ce sont la Formation de Neruokpuk dans le terrane de l'Alaska arctique et une succession peu étudiée du terrane de Porcupine. La Formation de Neruokpuk a possiblement



CGC

Figure 6-1. Distribution du Supergroupe de Windermere (Protérozoïque supérieur) dans la Cordillère canadienne et terminologie employée pour désigner les principales unités stratigraphiques.

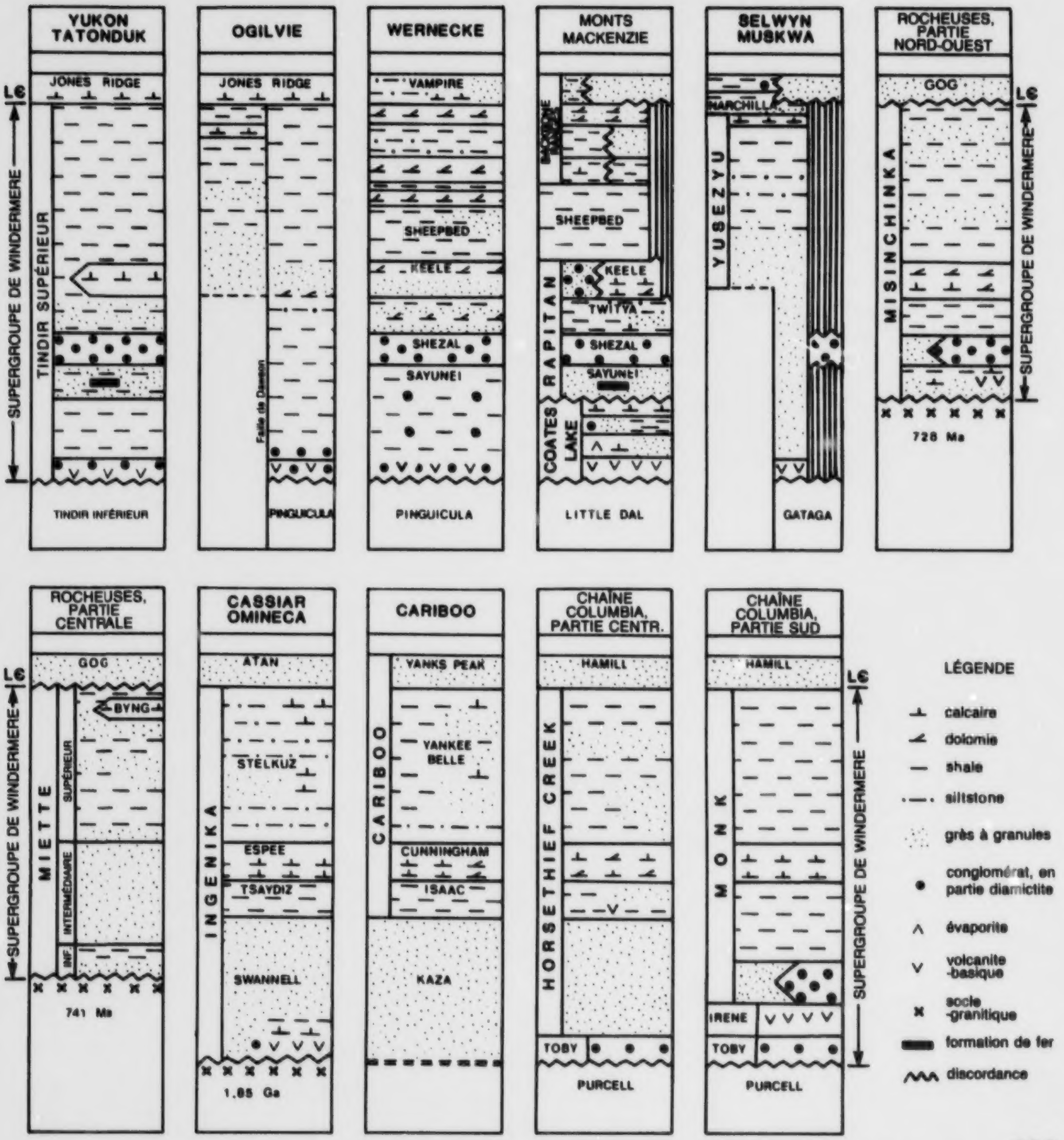


Figure 6-2. Colonnes stratigraphiques généralisées du Supergroupe de Windermere, avec indication des corrélations régionales provisoires.

Tableau 6-1. Corrélation provisoire des unités lithostratigraphiques

Norris, 1981a,b		Dutro et al., 1972	
Unité (Canada)	**Lithologie**	**Épaisseur**	**Unité (Alaska)**
PN_6	Interstratification de grès gris sombre en surface altérée et de clayslate(?) de couleur gris olive et rouge pâle. Pas observée en affleurement.	1 000 m (3 000 pi)	Pas identifiée en Alaska
PN_5	Interstratification de calcaire noir et microcristallin, de couleur jaunâtre en surface altérée, et de clayslate gris olive, localement rouge.	1 300 m (4 300 pi)	Membre de Siltstone calcareux et grès
PN_4	Interstratification de grès quartzeux fin à moyen, de couleur gris olive, de clayslate gris olive, localement rouge, et de chert gris olive; sommet non observé.	5 100 m (16 200 pi)	Membre de Quartzite et semi-schiste (Schiste de Neruokpuk défini par Leffingwell, 1919) et membre de Grès ferrugineux
PN_3	Interstratification de clayslate gris olive, de calcaire gris sombre, microcristallin, et de siltstone, plus ou moins calcareux, de couleur gris olive.	1 000 m (3 000 pi)	Membre de Calcaire; membre d'Argilite et calcaire; membre de Siltstone calcareux et grès (H.N. Reiser, communication personnelle, 1973).
PN_2	Interstratification de clayslate gris olive, de grès quartzeux fin à grossier et de calcaire argileux, microcristallin.	3 000 m (10 000 pi)	Membre de Phyllade grise et chert
PN_1	Interstratification de clayslate, de calcaire argileux et de grès? Pas observée en affleurement.	1 000 m (3 000 pi)	Membre de Phyllade rouge et verte
PN_0	Argilite gris sombre, rouille en surface altérée, et grès fin, brun en surface altérée; base non observée.	1 000 m (3 000 pi)	Membre d'Ardoise et quartzite

été déposée le long de la marge nord du protocontinent nord-américain, et serait donc plus étroitement apparentée à l'orogène innuitien qu'à l'orogène de la Cordillère. Il est essentiel de connaître l'âge et la provenance des roches protérozoïques du terrane de Porcupine pour comprendre les liens possibles entre les deux orogènes.

TERRANE DE L'ALASKA ARCTIQUE

Monts British

Une épaisse succession principalement composée de roches clastiques à grain fin, située dans l'extrémité nord-ouest du Yukon et datant sans doute en grande partie du Protérozoïque tardif, est attribuée à la Formation de Neruokpuk. Même si jusqu'à six séquences et douze membres différents ont été reconnus dans la Formation de Neruokpuk en Alaska, qui comprend des roches du Paléozoïque inférieur (Dutro et al., 1972), certaines séquences et certains membres ne peuvent être identifiés avec certitude au Yukon, où la formation a été subdivisée en sept unités lithostratigraphiques informelles (Norris, 1981a, b) (voir tableau 6-1). Localement, les unités sont nettement distinctes (fig. 6-3, 6-4), mais il est possible que certaines soient les équivalents latéraux des autres. Malgré des déformations à grande et à petite échelle, la succession stratigraphique a un pendage généralement sud-ouest, de sorte qu'à l'échelle régionale, parmi les sept unités, l'unité sommitale se situe au sud-ouest, la plus basse au nord-est. L'épaisseur totale exposée de la Formation de Neruokpuk est estimée à plus de 13 400 m.

La corrélation de la Formation de Neruokpuk avec des strates incluses dans cette formation en Alaska est incertaine. La formation est de toute évidence antérieure au Carbonifère (Viséen), d'après sa relation de discordance régionale avec le Groupe d'Endicott sus-jacent. Localement, en Alaska, un puissant assemblage sus-jacent de roches volcanoclastiques et carbonatées contient des trilobites datés du Cambrien précoce et du Cambrien tardif. Ces

Figure 6-3. Plis isoclinaux dans les argilites schisteuses, de couleur rouille en surface altérée, appartenant à l'unité PN_0 de la Formation de Neruokpuk, sur le flanc nord-est du soulèvement de Romanzof. La photo a été prise vers le nord-ouest sur le cours inférieur de la rivière Firth. (Photo: D.K. Norris). GSC 205235-JJ

Figure 6-4. Calcaire et argilite schisteuse plissés, dans l'unité PN_3 de la Formation de Neruokpuk, dans le coeur du soulèvement de Romanzof. La photo a été prise vers l'ouest, sur la rivière Firth, à quelques kilomètres en amont du ruisseau Glacier. (Photo: D.K. Norris). GSC 205235-II

roches, accompagnées de shale et de siltstone, reposent en discordance angulaire sur la seconde unité, dans l'ordre chronologique, de la Formation de Neruokpuk (PN_5). Il est toutefois possible que les corps carbonatés soient des olistolites, donc ne permettent pas de délimiter l'âge des strates sous-jacentes. Lane et Cecile (1989) ont confirmé la présence d'unités du Paléozoïque inférieur dans la Formation de Neruokpuk, au Yukon.

Une épaisse succession monotone d'argilite, d'arénite quartzeuse mal triée, de calcaire argileux et de chert, désignée par le symbole «PN_4» (tableau 6-1), semble représenter une séquence profonde de talus, déposée en grande partie par des courants de turbidité. Les couches rouges sont peu nombreuses, les conglomérats rares; ni biostromes algaires ni rides de plage n'ont été relevés. La succession indique une période prolongée de calme tectonique représentée par des accumulations de boue, de calcaire argileux et de silice, et ponctuée par des périodes de dépôt de sédiments clastiques riches en quartz, provenant de terrains sédimentaires et peut-être métamorphiques (Reed, 1968).

D.K. Norris (communication personnelle, 1985) suggère que le milieu paléogéographique des dépôts de talus composant la Formation de Neruokpuk correspondait à l'extrémité nord-ouest du protocontinent nord-américain, et que les sédiments se sont peut-être en partie déposés sur la croûte océanique. Il formule aussi l'hypothèse selon laquelle la Formation de Neruokpuk daterait du Précambrien tardif, donc serait l'équivalent épais et distal, formé sur le talus continental, des sédiments de plate-forme de la partie supérieure du Groupe de Tindir, qui maintenant se trouve à 450 km au sud, de l'autre côté de la suture entre la plaque de l'Alaska arctique et la plaque nord-américaine. Il est aussi possible que les roches de la Formation de Neruokpuk se soient déposées à l'intérieur du même bassin que les strates du Protérozoïque supérieur dans l'orogène innuitien, et qu'au Crétacé elles aient été déplacées en dehors du bassin Canada, par rotation dans le sens contraire des aiguilles d'une montre. Elles n'ont peut-être eu aucun lien direct avec les strates du Protérozoïque supérieur dans le miogéoclinal de la Cordillère.

Il n'est pas directement prouvé que la majeure partie, sinon la totalité de la Formation de Neruokpuk, date du Précambrien tardif comme on le suppose; en revanche, il est largement démontré que la partie supérieure du Groupe de Tindir date du Précambrien tardif (Allison et Moorman, 1973). L'hypothèse selon laquelle les deux successions seraient plus ou moins contemporaines l'une de l'autre n'est que pure conjecture. De plus, des études récentes effectuées par Lane et Cecile (1989) suggèrent que la majeure partie de la succession décrite par Norris (tableau 6-1), se serait déposée du Cambrien précoce jusqu'au Dévonien possiblement. Ils ont également observé une ressemblance entre les roches de la Formation de Neruokpuk et les unités corrélatives dans le bassin de Selwyn.

TERRANE DE PORCUPINE

Il existe dans le compartiment supérieur de la faille du Yukon d'importants affleurements de roches précambriennes, le long et à proximité de la rivière Porcupine, à l'endroit où celle-ci traverse la frontière de l'Alaska. Une séquence stratigraphique décrite par Cairnes (1914) le

long de la rivière Porcupine et attribuée au Groupe de Tindir atteint plus de 1 200 m d'épaisseur; elle se compose d'environ 500 m de dolomie finement stratifiée, surmontée par plus de 100 m de shale, 350 m de quartzite finement stratifié, en partie feldspathique et dolomitique, et de 325 m de shale plus ou moins calcareux. Au sud de la rivière Porcupine, les strates comprennent des unités persistantes composées d'ardoise finement stratifiée, de couleur rouge et verte, contenant possiblement des ichnofossiles; cette lithologie est fréquente dans les niveaux supérieurs des successions de Windermere, en particulier dans le Groupe de Hyland, en d'autres endroits de la Cordillère. À quelques endroits, des dykes de diabase recoupent les roches stratifiées.

La base de la succession protérozoïque n'affleure pas. Elle est surmontée en discordance par des strates carbonatées du Cambrien supérieur-Dévonien inférieur. Des corrélations ont été suggérées avec le Groupe de Quartet, du Protérozoïque moyen, situé dans les monts Wernecke (Norris, 1981c) et avec le Supergroupe de Windermere situé dans les monts Ogilvie (R.I.Thompson, communication personnelle, 1986). Sur la Carte des assemblages tectoniques de la Cordillère canadienne (carte 1712A, en pochette), les roches sont provisoirement placées dans l'Assemblage de Hyland, mais les corrélations sont en général inconnues.

Il est essentiel de comprendre les corrélations et la provenance des roches protérozoïques du terrane de l'Alaska arctique et du terrane de Porcupine, pour analyser la paléogéographie de la portion nord-ouest du craton nord-américain. D'ici là, toutes les hypothèses formulées sur les relations entre l'orogène innuitien et l'orogène de la Cordillère resteront très fragiles.

PROTOCONTINENT NORD-AMÉRICAIN

Les roches décrites ci-dessous, contrairement à celles du terrane de l'Alaska arctique (North Slope) et du terrane de Porcupine, sont facilement corrélées avec les strates du Protérozoïque supérieur des monts Ogilvie, Wernecke et Mackenzie, qui sont associées au protocontinent nord-américain.

Région du Yukon-Tatonduk

Les roches protérozoïques du Groupe de Tindir affleurent dans le centre est de de l'Alaska (fig. 6-1) et s'étendent sur environ 250 km² dans la subsurface adjacente du Yukon, où elles apparaissent dans le compartiment supérieur d'une faille de chevauchement majeure. La partie supérieure du Groupe de Tindir est corrélée avec le Supergroupe de Windermere au sud-est, dans les monts Mackenzie, la chaîne Wernecke et la chaîne Ogilvie (Young, 1982). Ces roches ont été étudiées de façon plus détaillée le long et près de la rivière Tatonduk, dans le centre est de l'Alaska (Brabb et Churkin, 1969; Allison et al., 1981; Young, 1982). À cet endroit, la partie supérieure du Groupe de Tindir est divisée en cinq formations informelles, dont plusieurs présentent latéralement des variations d'épaisseur et des changements de faciès marqués (Young, 1982). Le niveau le plus bas est une unité discontinue composée de basaltes tholéiitiques, amygdalaires et coussinés, verts et gris, accompagnés localement de tufs et de brèches volcaniques, pouvant atteindre 200 m d'épaisseur. Dans la partie supérieure du groupe, un conglomérat contient des cailloux et galets qui pourraient provenir d'une dolomie située dans la partie inférieure de ce groupe. Surmontant les roches volcaniques, se trouvent des roches généralement violettes en surface altérée, qui se composent de mudstone et d'un peu de siltstone, de diamictite, et de grès granoclassé. Localement, il existe aussi des lentilles de conglomérat, dont la taille des clastes varie du caillou au bloc, et (au sommet de l'unité) une formation de fer laminée à hématite et jaspe. Quelques clastes caractérisés par de profondes stries transversales sont peut-être d'origine glaciaire. Ailleurs, une diamictite de couleur orange en surface altérée marque le sommet de cette seconde unité. Cette séquence négative a une épaisseur de plus de 700 m au nord-ouest et de moins de 200 m au sud. Des couches affectées par des glissements synsédimentaires ainsi que des structures en flamme, des «flute casts», des figures en cannelure et une stratification oblique, indiquent un transport sédimentaire vers l'ouest. La troisième unité est limitée par des failles, mais elle pourrait être liée génétiquement et chronologiquement à la séquence décrite plus haut. C'est une diamictite violette et rouge, grossièrement stratifiée, pouvant atteindre 250 m d'épaisseur, et contenant de minces interstrates de mudstone violet ainsi que des couches et lentilles de chert de couleur rouge et orange en surface altérée. La diamictite comprend des clastes dont la taille maximale atteint 60 cm, composés principalement de dolomie et de calcaire de couleur chamois ainsi que d'un peu de jaspe et de roches volcaniques; la matrice est constituée de fragments lithiques à grain fin composés principalement de dolomie et de calcaire accompagnés secondairement de siltstone quartzeux microcristallin, de fragments volcaniques et cherteux et d'hématite microcristalline. Des clastes striés sont présents dans plusieurs localités et à différents niveaux stratigraphiques. Tout l'assemblage à diamictite est peut-être allochtone (Young, 1982). Une quatrième unité surmonte en concordance le mudstone terrigène de l'unité 2 et comprend jusqu'à 600 m de shale généralement gris, accompagné secondairement de grès turbiditique riche en dolomie et quartz, d'un siltstone et d'un conglomérat à granules. Localement, existent des membres mineurs, composés de diamictite et de brèches volcaniques. Des données sur les paléocourants indiquent un transport vers l'ouest. L'unité sommitale du Groupe de Tindir montre des variations marquées d'épaisseur et de lithologie d'est en ouest. Dans les affleurements à l'est, le long de la frontière entre l'Alaska et le Yukon, l'unité atteint environ 70 m d'épaisseur et se compose d'un conglomérat basal à cailloux et à blocs, contenant des clastes principalement dolomitiques dans une matrice dolomitique. La dolomie sus-jacente, de couleur chamois, contient peut-être des figures en «teepee» comme celles de la Formation de Keele dans les monts Mackenzie. Un peu de dolomie, de shale sombre et de calcaire fétide constituent la partie supérieure de la séquence. Dans les affleurements les plus à l'ouest, la formation atteint plus de 700 m d'épaisseur, et comporte localement un conglomérat basal à granules et cailloux, d'environ 12 m d'épaisseur, disposé en couches épaisses, contenant des clastes arrondis à anguleux de dolomie, et un peu de brèche à fragments dolomitiques. Les roches sus-jacentes comprennent un calcaire gris sombre, finement stratifié, un shale gris sombre et un calcaire contenant des nodules cherteux noirs. Si les corrélations suggérées sont exactes

(Young, 1982), les puissantes formations à diamictite et turbidite des affleurements situés plus à l'ouest n'existent pas le long de la frontière entre le Yukon et l'Alaska. Le Groupe de Tindir est surmonté en concordance par des roches carbonatées du Cambrien inférieur des formations de Jones Ridge et de Funnel Creek.

L'interprétation des lithologies, des changements de faciès et des variations d'épaisseur de la partie supérieure du Groupe de Tindir se rapproche beaucoup de celle suggérée pour les roches corrélatives du Supergroupe de Windermere dans les monts Mackenzie. Le rifting initial a été accompagné d'un épisode de volcanisme et de la formation de hauts reliefs, du moins sur le versant oriental du bassin. La épisodes de sédimentation lente initiaux ont été ponctués, à un degré croissant, par l'afflux de courants de turbidité, provenant principalement de l'est et du sud-est. Les conglomérats créés par des écoulements en masse sont fréquents, mais quelques pierres de délestage striées indiquent une influence glaciaire. Une séquence progradante est suggérée par le passage progressif, vers le haut, de mudstones laminés à des turbidites, puis à un conglomérat de remplissage de chenal. Il est possible que le conglomérat se soit en partie formé dans la portion supérieure d'un cône sous-marin. Localement, les escarpements de faille ont probablement joué un rôle important dans la localisation de l'érosion qui a permis l'accumulation de fortes épaisseurs de sédiments grossiers. La partie sommitale et principalement calcaire de la formation passe d'un faciès d'eau profonde à un faciès d'eau peu profonde d'ouest en est.

La corrélation de la partie supérieure du Groupe de Tindir, le long de la frontière entre l'Alaska et le Yukon, avec les strates du Protérozoïque supérieur des monts Ogilvie, Wernecke et Mackenzie est clairement établie, mais la corrélation de la partie inférieure du Groupe de Tindir est ambiguë. Dans la région du Yukon-Tatonduk, la partie inférieure du Groupe de Tindir se compose de six unités dont l'épaisseur globale est de 2 400 m (Young, 1982). L'unité la plus basse, dont la base n'affleure pas, a plus de 100 m d'épaisseur et comprend un mudstone et un siltstone gris et violets, accompagnés d'un peu de conglomérat. Elle est surmontée par une dolomie stromatolitique laminée, accompagnée d'un conglomérat silicifié à copeaux plats, le tout d'environ 300 m d'épaisseur. L'unité suivante, de 500 m d'épaisseur, se compose d'un shale gris et noir passant progressivement vers le haut à une dolomie et à un calcaire partiellement oolitique et stromatolitique. Le carbonate est surmonté par une arénite quartzeuse, massive ou en plaquettes, accompagnée secondairement de shale brun et gris et de dolomie localement cryptalgaire, de couleur orange en surface altérée. Cette unité, de 450 m d'épaisseur, contient quelques filons-couches mafiques. Les deux unités sommitales sont constituées d'une séquence inférieure, pouvant atteindre 600 m d'épaisseur, composée de shale noir et pyriteux dans laquelle on observe des couches conglomératiques et des couches affectées par des glissements synsédimentaires, et d'un membre supérieur, dolomitique et calcaire, bien stratifié, pouvant atteindre 500 m d'épaisseur. Dans le shale, abondent des filons-couches et dykes de diabase.

Young (1982) a interprété la partie inférieure du Groupe de Tindir comme représentant deux séquences régressives. Le conglomérat granoclassé de remplissage de chenal, contenant des clastes carbonatés et cherteux ainsi que des indices de glissements synsédimentaires, reflète une sédimentation sur des talus instables en milieu marin plus profond que celui des carbonates.

La corrélation de la partie inférieure du Groupe de Tindir, dans la région de Tatonduk, avec le Groupe de Pinguicula et le Supergroupe de Mackenzie Mountains, dans les monts Wernecke et Mackenzie, a été suggérée (Young, 1982). R.I. Thompson (communication personnelle, 1986) est en accord avec la corrélation de la partie inférieure du Groupe de Tindir avec le Groupe de Pinguicula, mais J.D. Aitken (communication personnelle, 1986) n'accepte pas la corrélation du Groupe de Pinguicula avec des strates du «Supergroupe de Mackenzie Mountains».

Monts Ogilvie

Les strates du Supergroupe de Windermere dans les monts Ogilvie comprennent deux assemblages chronostratigraphiques et lithostratigraphiques (R.I. Thompson, communication personnelle, 1985). Le premier est une succession de roches clastiques, volcaniques et carbonatées dont l'âge peut atteindre 775 Ma, appelée «assemblage de rift de Harper», l'autre une succession composée de grès à granules, de carbonates, de shale marron et vert, appartenant à l'intervalle du Protérozoïque terminal au Cambrien, et connu sous le nom informel de «assemblage marron et vert»; les deux assemblages ne sont pas en contact stratigraphique. L'assemblage de rift de Harper est recouvert en discordance par une dolomie du Cambrien inférieur et limité par des failles synsédimentaires; l'assemblage marron et vert forme plusieurs grands lambeaux de charriage transportés vers le nord au Jurassique tardif ou au Crétacé précoce.

Les épaisseurs et faciès de l'assemblage de rift de Harper présentent des variations brusques parallèlement et transversalement à la direction des strates. Sa partie inférieure est dominée par des roches conglomératiques et volcaniques, sa partie supérieure par des shales, siltstones (turbidites) et carbonates. Son épaisseur globale maximale est d'environ 1 800 m. L'assemblage recouvre en concordance un carbonate massif, corrélé (provisoirement) avec le Groupe de Pinguicula, et il est lui-même surmonté en discordance par des carbonates d'eau peu profonde, placés au sommet du Cambrien inférieur (Formation de Jones Ridge). La discordance couvre environ 220 Ma (c.-à-d. l'intervalle de 770-550 Ma).

Le conglomérat se trouve au-dessous et au-dessus des roches volcaniques et en position attenante. Il est massif, rarement stratifié, et à clastes jointifs. Les clastes sont anguleux à subarrondis, et leur taille varie du caillou au bloc; des clastes géants atteignent 10 m de diamètre et il existe même des olistolites de 100 m de long (planche 6). La majorité des clastes proviennent de la dolomie sous-jacente du Groupe de Pinguicula. La matrice est un grès dolomitique contenant des grains allant de la dimension des silts à celle de granules. Le conglomérat est interprété comme la partie proximale d'un delta; les unités massives représentent des écoulements gravitaires, tandis que les unités à grain plus fin, à stratification oblique et à polygones de dessiccation ont peut-être une origine fluviatile. Aucune composante glaciogénique n'a encore été reconnue.

Les strates volcaniques, appelées «Complexe volcanique de Mount Harper» (Roots, 1983), se composent de coulées de laves mafiques et parfois felsiques, accompagnées

de brèches hydroclastiques et pyroclastiques; leur épaisseur totale est d'environ 1 200 m. Les roches proviennent de deux types distincts de magma: les trois membres inférieurs représentent une suite basaltique homogène d'affinité calco-alcaline ou transitionnelle; les deux membres supérieurs représentent une suite tholéiitique, à teneur en silice bimodale. La suite inférieure s'est édifiée vers le haut, d'un milieu marin profond à un milieu peu profond, formant quelques îles basaltiques émergentes. La suite supérieure s'est épanchée dans un milieu marin peu profond, et se compose principalement de coulées en nappes, de tufs et de brèches hydroclastiques. Les datations effectuées sur des zircons provenant de l'unité felsique supérieure ont indiqué un âge de 777 (+47/-31) Ma.

La partie supérieure clastique de l'assemblage de rift de Harper se trouve en contact progressif avec les volcanites de Harper sous-jacentes. Ses trois lithologies principales sont: à la base, un mudstone et un shale (≥100 m); au milieu, une dolomie siltogréseuse de couleur orange en surface altérée, un calcaire, une coulée de débris calcaires, un grès quartzeux dolomitique et un quartzite (10-135 m); au sommet, une succession turbiditique composée de grès fin, de siltstone et de shale interstratifiés (145 m). Ces strates se sont principalement formées en eaux marines peu profondes.

L'assemblage de rift de Harper s'est déposé dans un demi-graben de direction générale nord-ouest. Ces roches sont les produits initiaux de la sédimentation du Supergroupe de Windermere. Les reconstitutions structurales effectuées à la grandeur de la région, suggèrent que ce lieu de distension crustale se trouvait à plus de 150 km au nord-est de l'accore.

L'assemblage de rift de Harper est lithologiquement semblable à la partie supérieure du Groupe de Tindir (Young, 1982), au Groupe de Coates Lake (Jefferson, 1983), et peut-être aussi à une partie du Groupe de Rapitan (Eisbacher, 1981).

Au-dessus de l'assemblage de rift de Harper, l'assemblage marron et vert se compose de trois divisions stratigraphiques: à la base, un grès quartzeux à granules, une argilite et un chert; au milieu, un calcaire; au sommet, une argilite marron, verte et grise, un grès fin et des roches volcaniques mafiques. La division inférieure de grès se compose de couches moyennes à épaisses de grès quartzeux et de grès à granules. Les structures sédimentaires sont rares, les granoclassements normal et inverse sont peu développés, et les contacts nets. La proportion d'interstrates d'argilite augmente vers le haut. Une unité cherteuse distinctive finement stratifiée, gris pâle, d'environ 50 m d'épaisseur, couvre le sommet de la division. La division intermédiaire de calcaire est recristallisée et présente un clivage. Près de la frontière de l'Alaska, elle atteint plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, mais se réduit à quelques mètres à une soixantaine de kilomètres plus à l'est, au niveau de la route de Dempster. La division supérieure de l'argilite marron, verte et grise contient des interstrates de siltstone et de grès fin. Par endroits, des coulées amygdalaires et des brèches volcaniques sont présentes dans la succession. L'ichnofossile *Oldhamia*, ainsi que des formes plus grandes, indiquent que la division supérieure date probablement du Cambrien précoce-moyen. En général, la succession peut être corrélée lithologiquement et chronologiquement avec les strates cambriennes et précambriennes de la chaîne Selwyn, et est typique de l'Assemblage de Hyland.

Les «flute casts» rencontrés sur le fond de certaines couches gréseuses indiquent un transport du sud vers le nord. Cette direction du courant est confirmée par le fait que la granulométrie du grès inférieur augmente vers le sud.

Monts Wernecke

Tandis que, dans les monts Mackenzie, les strates basales du Supergroupe de Windermere surmontent des roches plus anciennes en concordance, en disconformité et en discordance angulaire, dans les monts Wernecke leurs contacts avec les roches sous-jacentes se limitent à des discordances angulaires marquées (Eisbacher, 1981; fig. 6-5). De fait, deux discordances angulaires limitent trois assemblages stratigraphiques distincts dans les monts Wernecke. La discordance inférieure sépare le Groupe de Pinguicula du Supergroupe de Wernecke sous-jacent (planche 7). Le Groupe de Pinguicula, qui est l'équivalent de l'Assemblage de Pinguicula, a été corrélé avec le Supergroupe de Mackenzie Mountains à l'est (Eisbacher, 1981), malgré des différences marquées dans la succession stratigraphique et la lithologie. Il pourrait être partiellement corrélatif du Groupe de Coates Lake des monts Mackenzie, hypothèse reposant sur une comparaison des milieux tectoniques. L'unité la plus basse du Groupe de Pinguicula présente une transition régionale, dans laquelle des coulées volcaniques de composition mafique à intermédiaire et des hyaloclastites atteignant plusieurs centaines de mètres au sud passent progressivement à une laminite silicoclastique rouge atteignant 200 m d'épaisseur au nord. Cette unité est surmontée par environ 300 m de calcaire finement stratifié, laminé ou à stratification en flaser, qui passe progressivement vers le haut à une dolosiltite. Une dolomie blanche et massive, pouvant atteindre 200 m d'épaisseur, surmonte la dolosiltite et passe vers le haut à environ 600 m de shale, dolomie, conglomérat et laminites calcaires accompagnés de biohermes et de biostromes stromatolitiques. Les unités sommitales se composent au nord d'un quartzite mince, laminé, et plus au sud, d'une dolosiltite rouge, d'une dolomie et d'un quartzite, dont l'épaisseur totale atteint parfois 2 000 m. Un calcaire finement stratifié et granulaire constitue l'unité sommitale.

La discordance supérieure sépare le Groupe de Pinguicula de strates typiques du Supergroupe de Windermere (fig. 6-5). L'unité basale, corrélable avec la Formation de Sayunei du Groupe de Rapitan dans les monts Mackenzie, est un conglomérat pouvant atteindre 400 m d'épaisseur. Elle se présente dans un faciès de couches rouges fluviatiles au sud, et dans un faciès subaquatique chenalisé de couleur chamois. La Formation de Sayunei est surmontée par une diamictite glaciomarine de la Formation de Shezal, dont l'épaisseur atteint quelques centaines de mètres au nord, et se réduit à zéro au sud. La diamictite comprend un grauwacke de couleur gris verdâtre et un siltstone stratifié contenant des clastes très dispersés de quartzite, de roches vertes et de dolomie. Les strates corrélées avec la Formation de Twitya dans les monts Mackenzie atteignent, dans les monts Wernecke, entre 400 et 800 m d'épaisseur, et se composent de couches épaisses de dolomie gris clair. Ces strates passent

Figure 6-5. Discordance angulaire entre le Groupe de Pinguicula et le conglomérat du Supergroupe de Windermere, dans les monts Wernecke. (Photo: G.H. Eisbacher). GSC 203631-A

progressivement vers le nord à des brèches d'écoulement en masse, composées de dolomie et de calcaire turbiditiques avec des interstrates de shale (fig. 6-6). Le shale passe latéralement à un siltstone silicoclastique turbiditique et à un grès, d'une épaisseur totale de 1 000 m. La Formation de Keele, d'environ 40 m d'épaisseur, recouvre les sédiments corrélables avec la Formation de Twitya et se compose d'un calcaire laminé distinctif de couleur gris clair, d'une dolomie rose, d'un quartzite à cailloux à stratification oblique, et d'une dolomie blanche à son sommet. Le Groupe de Rapitan de la région de la rivière Snake montre des différences significatives du point de vue de sa lithologie et de son milieu de dépôt par rapport aux unités équivalentes existant dans les monts Mackenzie. Les paléocourants dans la partie basale de la Formation de Sayunei, démontrent des écoulements vers le sud-est dans le faciès sud des couches rouges et vers le nord-est dans le faciès subaquatique de couleur chamois. La présence d'un biseau d'aggradation formé par une turbidite silicoclastique de milieu océanique se terminant contre une dolomie glaciomarine, atteste l'existence d'un paléotalus faisant face au nord-est. Les plis synsédimentaires, les figures d'érosion basale et la direction des paléocourants confirment cette interprétation. Les changements de faciès sédimentaire et les variations d'épaisseur observés dans la région de la rivière Snake suggèrent l'existence d'une activité tectonique synsédimentaire et que la direction de l'axe du bassin était parallèle à la direction nord-ouest dominante des failles dans la région.

Les strates sommitales du Supergroupe de Windermere des monts Wernecke sont corrélables, du moins en partie, avec les formations de Sheepbed et de Backbone Ranges des monts Mackenzie. Elles ont plus de 500 m d'épaisseur et se composent principalement d'unités de shale, siltstone et arénite quartzeuse à grain fin alternant avec des couches minces à épaisses de dolomie, et de minces couches de calcaire (Narbonne et al., 1985).

Dans la plus épaisse succession que l'on ait étudiée à ce jour, une dolomie résistante de couleur grise en surface altérée, d'environ 60 m d'épaisseur, renferme de minces filons de dolomie blanche sparitique à grain grossier, parallèles à la stratification et espacés rythmiquement, dans une dolomie grise à grain fin. Elle est corrélée avec la Formation de Gametrail située dans les monts Mackenzie, et surmonte un siltstone qui est peut-être corrélatif de la Formation de Sheepbed. Une unité sus-jacente de moindre résistance, composée de siltstone, de shale, d'arénite quartzeuse fine et de quantités mineures de carbonates, atteignant environ 350 m d'épaisseur, contient des mégafossiles édiacariens, y compris l'espèce *Beltanelliformis brunsae*, près de son sommet, et des algues du type des ventoténidés dans sa partie inférieure. Ces strates sont probablement corrélables avec celles de la Formation de Blueflower des monts Mackenzie. Trois unités sus-jacentes, comprenant une unité inférieure à dolomie et quartzite, de 69 m d'épaisseur, une unité intermédiaire à shale, arénite quartzeuse et siltstone, de 148 m d'épaisseur, contenant des mégafossiles édiacariens et des ichnofossiles, et une dolomie supérieure de 126 m d'épaisseur, ont été provisoirement corrélées avec la Formation de Risky des monts Mackenzie. Comme dans les monts Mackenzie, les roches reflètent une transgression régionale, ultérieure à la Formation de Keele, suivie d'une alternance de milieux d'eau profonde et peu profonde dans la partie supérieure de la succession de Windermere. La limite entre le Cambrien inférieur et le Précambrien se trouve à l'intérieur des strates sus-jacentes à la Formation de Sheepbed.

Monts Mackenzie

Les strates les plus anciennes comprises dans le Supergroupe de Windermere des monts Mackenzie ont été attribuées au Groupe de Coates Lake, assemblage délimité par des discordances et de lithologie intermédiaire entre celle du Groupe de Little Dal sous-jacent, contenu dans le Supergroupe de Mackenzie Mountains, et celle du Groupe de Rapitan sus-jacent (fig. 6-2, 6-7; planche 8; Jefferson et Ruelle, 1986). Le Groupe de Coates Lake forme une zone arquée d'environ 300 km de long sur la marge orientale des roches préservées du Protérozoïque supérieur (fig. 6-8). Il se compose de trois formations séparées par des contacts progressifs et des discordances locales.

Figure 6-6. Langues de brèche dolomitique interstratifiées avec un shale représentant un faciès de la Formation de Twitya, dans l'est des monts Wernecke. (Photo: G.H. Eisbacher). GSC 203631-C

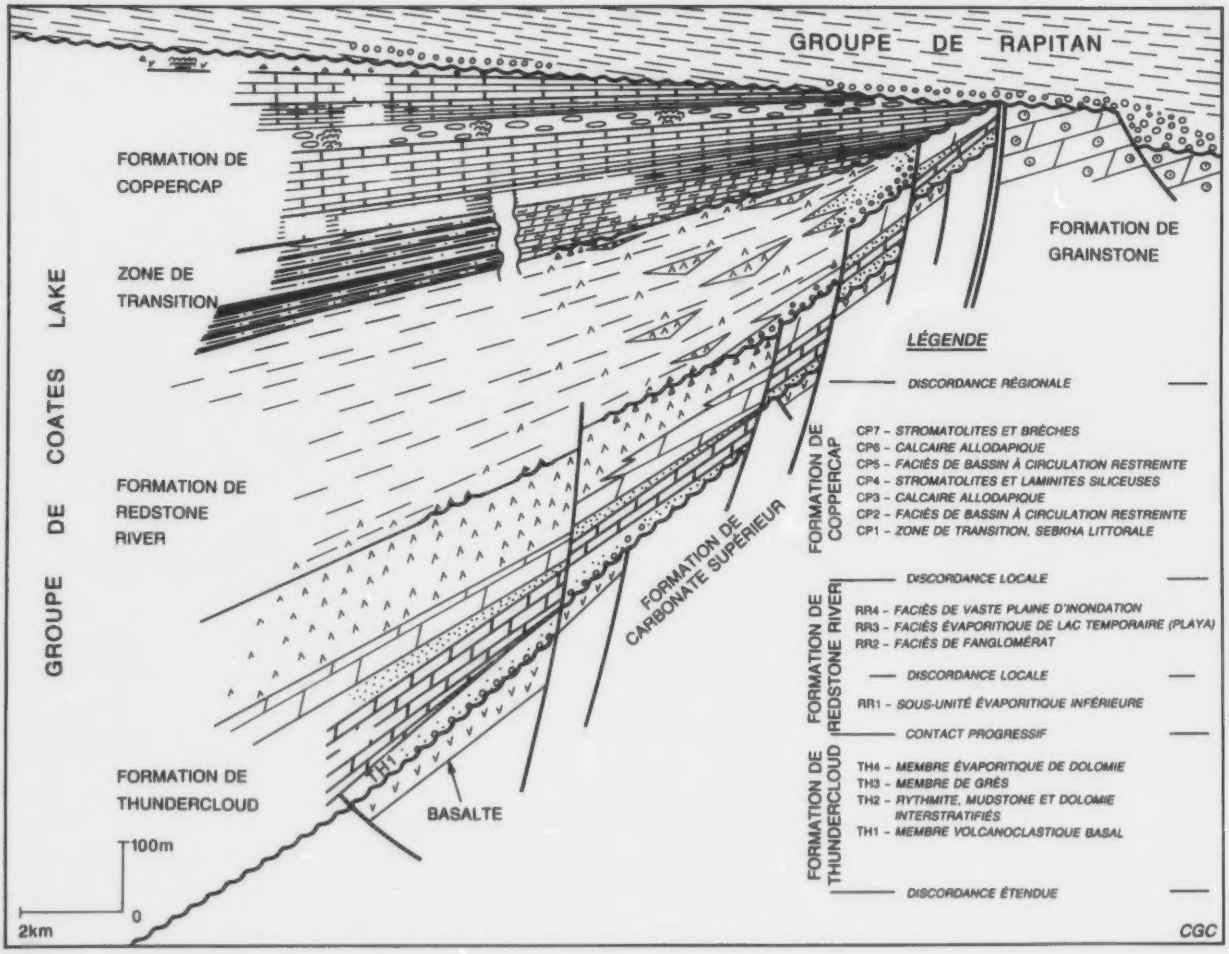


Figure 6-7. Corrélations schématiques entre faciès, dans le Groupe de Coates Lake. D'après Jefferson (1983). Les formations de Carbonate supérieur et de Grainstone sont respectivement les unités principales de Carbonate supérieur et de Carbonate inférieur du Groupe de Little Dal (Aitken, 1981).

À la base du groupe, la Formation de Thundercloud, dont l'épaisseur varie de 0 à 300 m, repose en discordance sur un grainstone stromatolitique du Groupe de Little Dal. Le basalte au sommet du Groupe de Little Dal (Gabrielse et al., 1973; Jefferson et Ruelle, 1986) est considéré ici comme faisant partie de la Formation de Thundercloud du Groupe de Coates Lake, parce qu'il reflète une distension locale et le début d'un net changement du comportement tectonique de la région. La granulométrie de l'unité devient progressivement plus fine vers le haut, passant d'un conglomérat volcanique basal et d'un basalte à un mudstone marron renfermant des interstrates rythmiques de dolomie ocre et un membre d'arénite quartzeuse. Les évaporites de la Formation de Redstone River reposent en contact progressif sur la dolomie de la Formation de Thundercloud ou, par endroits, se trouve en contact net avec un conglomérat basal. Les évaporites et le conglomérat passent vers le haut à une rythmite à mudstone marron. Les roches clastiques sont à prédominance de carbonates et forment des cycles à séquence positive. Des stratifications obliques en auge et des polygones de dessiccation sont évidents. La formation atteint parfois 1 220 m d'épaisseur. La Formation de Coppercap est la formation sommitale du Groupe de Coates Lake. Elle comprend jusqu'à 300 m de séquences négatives, composées d'une calcisiltite argileuse à une turbidite à calcirudite, accompagnées de couches de chert et de biohermes stromatolitiques. Une unité transitionnelle entre les formations de Redstone River et de Coppercap se compose de mudstone, d'évaporites et de carbonates interstratifiés . Cette unité contient des quantités significatives de sulfures de cuivre en dépôts stratiformes.

Le Groupe de Coates Lake s'est déposé dans des secteurs restreints, dans un contexte tectonique de distension, il y a environ 760 Ma (fig. 6-5; Eisbacher, 1981). Des filons-couches et dykes de diabase, que l'on estime apparentés à des roches volcaniques de la base du Groupe de Coates Lake, ont été datés par la méthode Rb/Sr d'environ 770 Ma

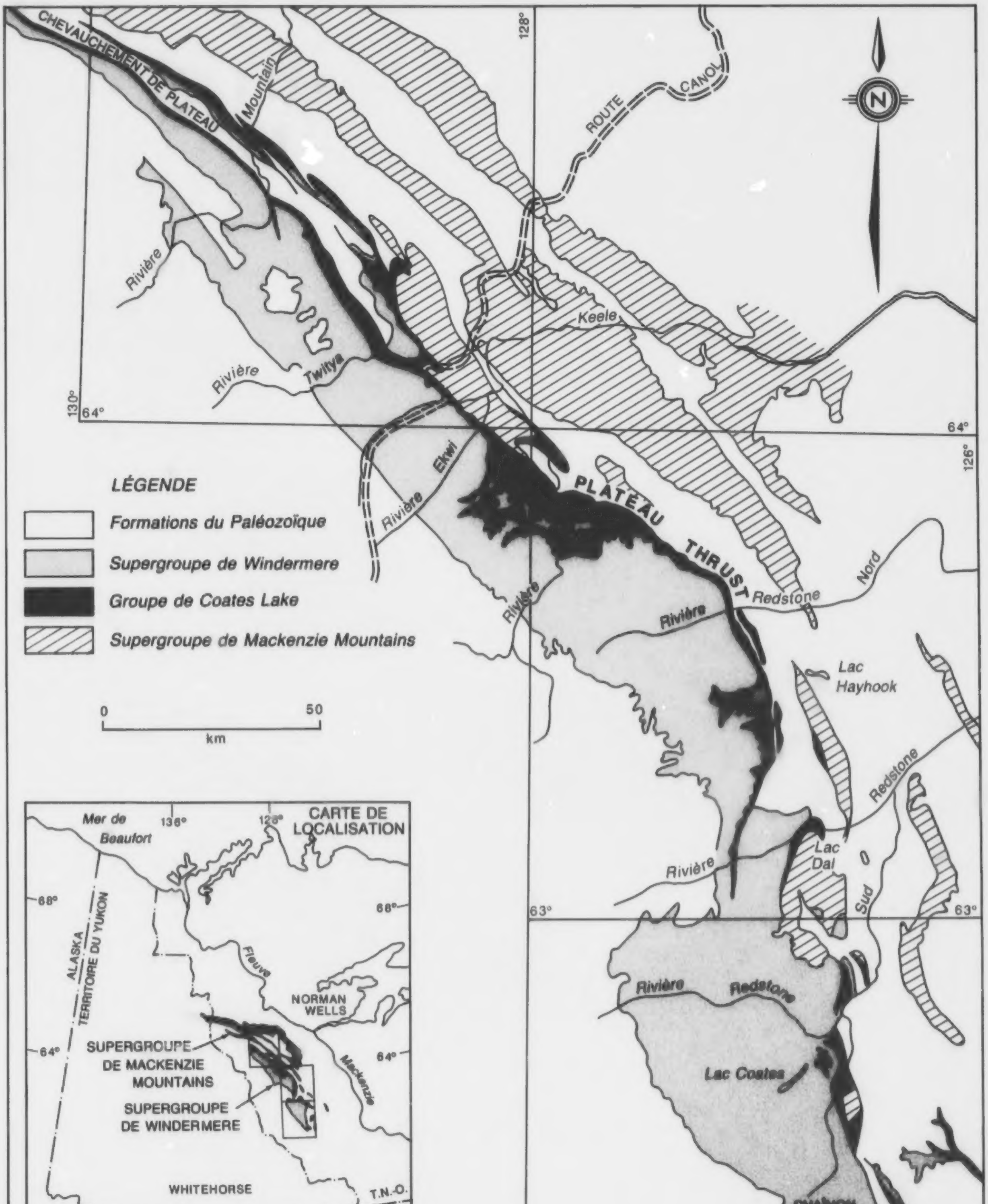


Figure 6-8. Distribution du Groupe de Coates Lake (en noir). D'après Aitken et Cook (1974a), Aitken et al. (1973), Blusson (1971), Eisbacher (1981) et Gabrielse et al. (1973). D'après Jefferson et Ruelle (1986).

(Armstrong et al., 1982). Une diorite, probablement apparentée aux roches volcaniques, a été datée par la méthode U/Pb (sur zircon) de 780 Ma (R.R. Parrish et C.W. Jefferson, communication personnelle, 1986). La Formation de Thundercloud pourrait représenter la transition d'un milieu de cône alluvial à des milieux de sebkha et de plate-forme carbonatée en eau marine peu profonde, après une période de distension et de volcanisme (Jefferson et Ruelle, 1986). Les évaporites sus-jacentes de la Formation de Redstone River indiquent une évaporation en milieu à circulation restreinte, de type marin, lagunaire ou lacustre. Les roches clastiques associées sont interprétées comme des éléments de cônes alluviaux, probablement dérivés de la partie supérieure du Groupe de Little Dal. L'unité de transition entre les formations de Redstone River et de Coppercap représente un milieu de sebkha littorale, suivi d'un milieu de sédimentation clastique pendant une transgression régionale. Dans l'ensemble du Groupe de Coates Lake, les changements de faciès et les données sur les paléocourants permettent de délimiter six grandes régions de sédimentation et de préservation des sédiments, régions contrôlées par des failles synsédimentaires.

Le Groupe de Rapitan forme un biseau d'aggradation sur le Groupe de Coates Lake et le Groupe de Little Dal, en concordance locale ou en discordance angulaire (fig. 6-9); il a été diversement décrit comme contenant deux (Norris, 1982), trois (Gabrielse et al., 1973), ou même quatre (Eisbacher, 1978) formations, toutes faciles à reconnaître à la grandeur des monts Mackenzie (Eisbacher, 1981). La nomenclature adoptée par Eisbacher est utilisée ici, parce qu'elle comprend les deux unités glaciogéniques caractéristiques reconnues dans la région. La Formation de Sayunei est l'unité basale, d'épaisseur variant entre 0 et 700 m (planche 9). Elle se compose principalement d'une laminite et d'une turbidite silicoclastiques finement stratifiées, granoclassées, alternant avec une argilite rouge sombre à marron ou verte. Elle contient localement des couches épaisses de dépôts grossiers d'écoulement en masse, et des roches clastiques à grain fin accompagnées de pierres de délestage glaciogéniques. Le sommet de la formation est caractérisé par une formation de fer à hématite et jaspilite, d'étendue régionale, et contenant en abondance des pierres de délestage. Dans la région de la rivière Snake, cette formation de fer atteint parfois 150 m d'épaisseur (Yeo, 1981). La Formation de Shezal sus-jacente a une épaisseur variant de quelques mètres à 500 m, et dans son faciès marginal plus mince, se compose d'une tillite massive contenant de nombreux clastes striés et polis par les glaces (fig. 6-10). Des couches encore plus épaisses de diamictite de bassin sont interstratifiées de grès et de shales. Les clastes présents dans la diamictite, qui sont généralement bien arrondis, ont parfois plusieurs mètres de diamètre, et comprennent des blocs dioritiques à cristaux grossiers, ainsi que des dolomies, des calcaires, des quartzites et des roches volcaniques vert sombre. La Formation de Twitya, qui atteint parfois 800 m d'épaisseur, repose en contact net mais généralement concordant sur la Formation de Shezal. Elle se compose d'un shale, d'un siltstone, d'un grès à lamination parallèle, parfois arkosique, et de quelques dépôts de chenaux conglomératiques. La base de l'unité est localement marquée par un calcaire gris sombre finement stratifié ou laminé, pouvant atteindre 100 m d'épaisseur. L'unité sommitale du Groupe de Rapitan est la Formation de Keele, de puissance comprise entre 100 et 500 m, qui repose en contact progressif sur la Formation de Twitya. Elle se compose de séquences régressives de quartzite et de carbonate. Le membre carbonaté inférieur se termine vers le sud-ouest le long d'un escarpement, au bas duquel s'est formé un olistostrome (brèche chaotique) d'extension subrégionale, dans une succession de carbonates de bassin. Le membre carbonaté supérieur disparaît latéralement et est remplacé, en direction du bassin, par une diamictite (tillite). Localement, la présence de pierres de délestage striées indique une reprise de l'activité glaciaire. Le sommet de la formation est défini par une unité dolomitique persistante et résistante, de couleur gris clair,

Figure 6-9. Biseau d'aggradation formé par la partie basale du Groupe de Rapitan (Formation de Sayunei - Sa) sur le Groupe de Coates Lake (Formation de Coppercap - Cc), légèrement plissé, dans le sud-est des monts Mackenzie. sh - Formation de Shezal. (Photo: G.H. Eisbacher). GSC 203631-B

Figure 6-10. Blocs de calcaire, dolomie et roches vertes dans la diamictite de la Formation de Shezal dans les monts Mackenzie. (Photo: G.H. Eisbacher). GSC 203632-G

d'environ 10 m d'épaisseur, caractérisée par des figures en «teepee».

Durant la mise en place du Groupe de Rapitan, les séquences sédimentaires en progradation, le long des paléotalus, ont convergé vers le centre du bassin de Selwyn (fig. 6-11). Selon Yeo (1981; fig. 6-11) et Eisbacher (1981), la sédimentation des formations de Sayunei et Shezal a été contrôlée par un système de failles de distension fortement inclinées, dont la direction varie de NE au sud-est à NW au nord-ouest. La formation des failles a peut-être été accompagnée d'une phase de volcanisme sous-marin et d'une activité hydrothermale, qui ont permis le dépôt de fer et de silice, et ainsi engendré les formations de fer. Le soulèvement concomitant le long de la marge orientale du bassin, accompagné de glaciation, est peut-être le résultat du même épisode de distension. La Formation de Twitya s'est probablement déposée sur la plate-forme externe et sur le talus supérieur du bassin clastique de Rapitan. Une diminution de la profondeur d'eau à l'échelle régionale est indiquée par la progradation des roches clastiques et carbonatées cycliques de la Formation de Keele, déposées en mer peu profonde et en milieu non marin. La sédimentation de la Formation de Keele a aussi été influencée par un second épisode d'activité glaciaire datant du Protérozoïque tardif.

La Formation de Sheepbed, d'extension régionale, qui comprend jusqu'à 900 m de shale et de siltstone peu résistants, sombres en surface altérée, présente un contact

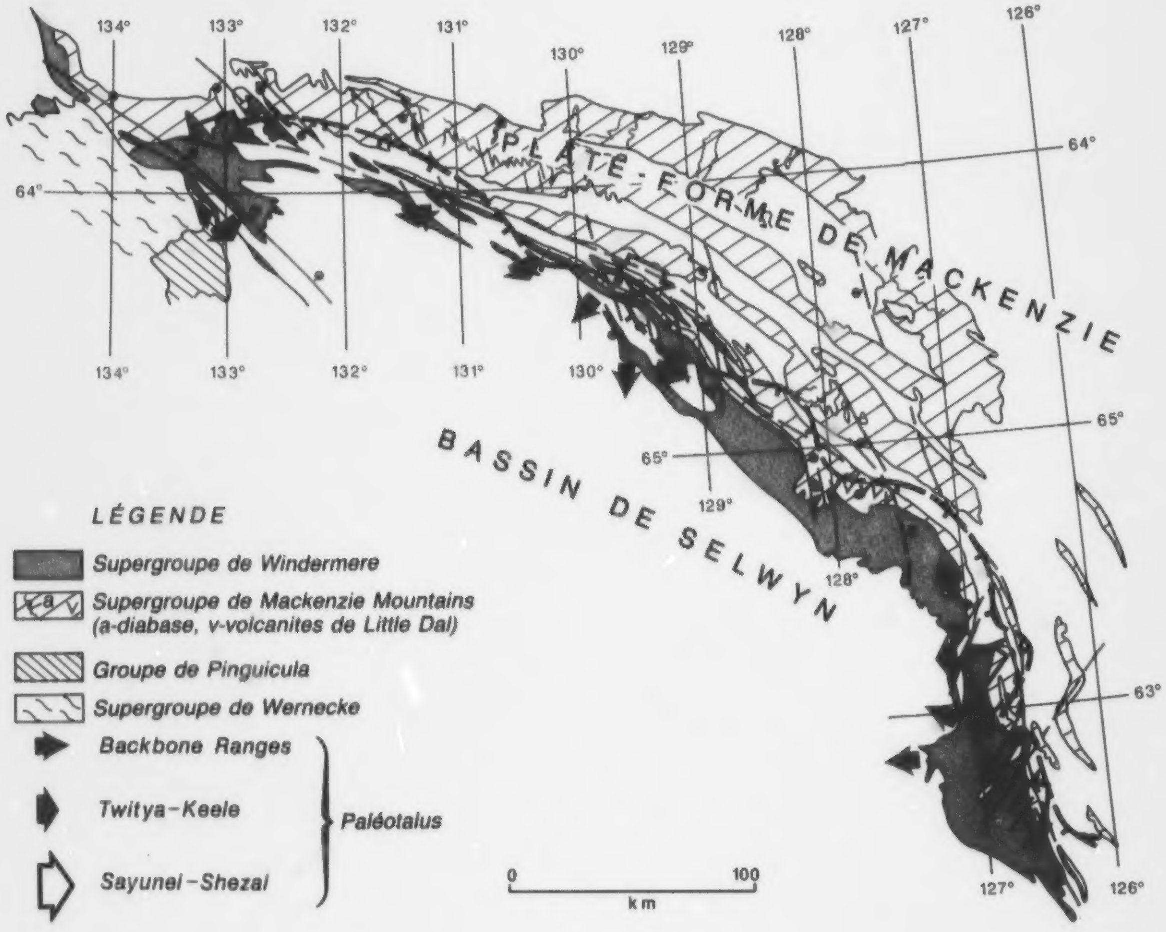


Figure 6-11. Failles cartographiées et failles hypothétiques de fort pendage (cercles sur la compartiment affaissé) qui ont contrôlé la sédimentation du Groupe de Coates Lake et de la partie inférieure du Groupe de Rapitan. On montre également les données synoptiques sur les paléocourants et sur les plis synsédimentaires relevés dans le Supergroupe de Windermere. D'après Eisbacher (1981).

basal franc mais concordant avec la Formation de Keele du Groupe de Rapitan. Par endroits, la partie supérieure est principalement un siltstone, et comprend un peu de grès fin. Dans ses affleurements occidentaux, la Formation de Sheepbed a un grain plus grossier, et présente un aspect plus proximal qu'à l'est. Cette formation représente une transgression marquée et soudaine, qui a succédé au dépôt de la Formation de Keele. La Formation de Sheepbed, surtout dans ses affleurements occidentaux, fait place à la Formation de Gametrail, qui se compose de 322 m de mudstone calcaire et de dolomie grise rubanés (Aitken, 1989). La Formation de Blueflower sus-jacente, qui contient 450 m de shale turbiditique gris sombre, de mudstone et de grès, est surmontée par une unité de dolomie et de grès, de 114 à 167 m d'épaisseur, appelée «Formation de Risky». Les formations postérieures à la Formation de Sheepbed sont peut-être corrélatives des deux unités inférieures de la Formation de Backbone Ranges, mais cette corrélation est incertaine. La Formation de Blueflower contient en abondance des mégafossiles bien conservés de la faune édiacarienne et des ichnofossiles, en particulier *Torrowangea*? sp. et *Planolites* sp. La Formation de Sheepbed, dans ses affleurements orientaux de la région des monts Mackenzie, est recouverte en discordance par le quartzite du membre inférieur de la Formation de Backbone Ranges, qui date probablement du Protérozoïque tardif (Fritz et al., 1983, 1984; Aitken, 1984) mais représente un changement de sédimentation marqué par rapport aux strates sus-jacentes du Cambrien inférieur. La Formation de Backbone Ranges est décrite avec les roches du Cambrien inférieur au chapitre 7.

Chaîne Selwyn, Rocheuses du Nord et région à l'est du sillon de Tintina

Dans une grande partie de la chaîne Selwyn et des Rocheuses du Nord, et sur de vastes étendues entre le sillon de Tintina et le nord de la chaîne Selwyn, il existe en subsurface d'épaisses séquences s'échelonnant du Protérozoïque supérieur au Cambrien inférieur et caractérisées par des roches clastiques quartzeuses à granules, généralement accompagnées d'un shale marron dans leur partie supérieure. Depuis l'époque où elles ont été relevées pour la première fois, les strates ont été désignées sous le nom informel de «unité de grès granules» (Grit Unit) (Gabrielse et al., 1973), mais ont récemment été rebaptisées «Groupe de Hyland». Le Groupe de Hyland se divise en deux formations: la Formation de Yusezyu, et au-dessus, la Formation de Narchilla (S.P.Gordey, communication personnelle, 1985). La base du groupe n'affleure pas, et son sommet est en contact concordant ou en disconformité avec des roches clastiques à grain fin du Cambrien inférieur.

Dans la région type, située dans le sud de la chaîne Selwyn, la Formation de Yusezyu peut atteindre 3 000 m d'épaisseur, et elle est dominée par des roches clastiques à grain grossier dans lesquelles sont interstratifiés un shale et des quantités mineures de calcaire. Elle renferme typiquement des séquences monotones de grès massif bien stratifié, qui se trouvent en contact plan et net avec un shale, et les unités gréseuses combinées atteignent parfois 100 m d'épaisseur. Un conglomérat à cailloux de quartz, localement feldspathique, n'apparaît que dans les membres gréseux épais. Les grains de quartz grossiers présentent souvent une opalescence bleue. Le feldspath, en particulier le plagioclase et la microcline, représente de 8 à 15% de la fraction principale des grès. Les structures sédimentaires sont rares dans les séquences normales, mais comprennent des figures en cannelure, des figures de charge, des rides de courant, des figures d'affouillement et des alignements de clastes de shale. La partie supérieure de la Formation de Yusezyu est plus ou moins calcaire, et en de nombreux endroits est recouverte par un membre calcaire à grain fin, de couleur gris clair à gris sombre.

La Formation de Narchilla surmonte en concordance la Formation de Yusezyu et a été divisée en trois membres. Le plus bas, en contact progressif avec la Formation de Yusezyu, a plus de 300 m d'épaisseur et se compose d'une ardoise, généralement laminée, de couleur gris bleu à verte en surface altérée. Le membre intermédiaire se compose de couches épaisses à minces de grès quartzeux fin et de siltstone, d'environ 70 m d'épaisseur. L'unité supérieure, dont l'épaisseur dépasse 400 m, est principalement une ardoise gris bleu qui dans sa partie supérieure présente une couleur vert pomme en surface altérée. L'ardoise vert pomme passe latéralement à des strates marron distinctives. Localement, les couches de grès montrent un granoclassement normal et une lamination parallèle ou une lamination oblique de migration de rides. Des «flute casts» et des figures en cannelure existent, mais ne sont pas abondants. La formation est surmontée par un conglomérat calcaire contenant des clastes calcaires à archéocyathidés du Cambrien inférieur.

Les strates du Groupe de Hyland, qui ressemblent à celles décrites plus haut, peuvent être suivies au sud dans les Rocheuses du Nord jusqu'à proximité de la rivière Gataga. Les strates caractéristiques comprennent un conglomérat feldspathique à cailloux de quartz, et une ardoise de couleur marron en surface altérée. En de nombreux endroits, le sommet est marqué par un conglomérat à cailloux calcaires contenant des archéocyathidés, un conglomérat à cailloux de quartz et une ardoise de couleur marron en surface altérée.

Les roches du Supergroupe de Windermere les plus à l'est dans les Rocheuses du Nord, se composent de plus de 500 m de diamictite contenant des clastes localement striés dans une matrice de mudstone. Les clastes dolomitiques clairs et les lentilles de brèche dolomitique sont bien visibles. Il semble que l'unité témoigne d'une activité glaciaire (Fritz, 1972; Eisbacher, 1981). À l'est de la principale bande de strates du Groupe de Hyland, dans le sud-est du Yukon, des coulées volcaniques amygdalaires, des tufs et des brèches mafiques ont de 300 à 650 m d'épaisseur. Une dolomie se débitant en dalles de couleur chamois et une dolomie gréseuse forment des interstrates mineures. La séquence est surmontée par une épaisse unité de grès feldspathique accompagné d'ardoise marron et verte, unité qui date peut-être en partie du Précambrien tardif. Le grès supérieur contient des trilobites du Cambrien précoce.

La corrélation du Groupe de Hyland avec les roches du Supergroupe de Windermere dans les monts Mackenzie est incertaine. La Formation de Narchilla semble corrélable avec la partie inférieure de la Formation de Backbone Ranges. La partie supérieure de la Formation de Yusezyu et la partie inférieure de la Formation de Narchilla sont du Précambrien, d'après l'étude des ichnofossiles primitifs situés sous le membre de calcaire supérieur de la Formation de Yusezyu (Fritz etal., 1983). On en déduit que le Groupe

de Hyland pourrait être corrélatif de la partie supérieure du Supergroupe de Windermere dans les monts Mackenzie, et qu'il est en majeure partie, sinon entièrement, postérieur au Groupe de Rapitan. Il est connu que les roches du Groupe de Hyland sont présentes sur de grandes étendues entre le sillon de Tintina et le nord de la chaîne Selwyn, mais elles n'ont encore été relevées qu'à l'échelle de reconnaissance, et d'autres études seront nécessaires pour établir les rapports exacts entre ces deux grandes unités.

La proportion des sédiments clastiques à grain grossier, le regroupement des unités gréseuses qui forment des membres épais et exempts de shale, et la présence de structures d'affouillement au-dessous de certaines couches, semblent indiquer qu'une grande partie la Formation de Yusezyu s'est déposée dans des chenaux, à la partie supérieure ou médiane d'un cône sous-marin. Les données sur les paléocourants, quoique très dispersées, indiquent la prédominance d'une direction sud-est dans les transports sédimentaires. Cette formation représente le dépôt rapide de sédiments provenant d'un terrane granitique, et peut-être de faciès métamorphique élevé, au relief considérable. La Formation de Narchilla, caractérisée par un grain plus fin et des structures turbiditiques, s'est probablement déposée dans un milieu marin relativement profond.

Chaînes Cassiar et Omineca

Des roches du Protérozoïque supérieur affleurent sur une grande étendue dans les chaînes Cassiar et Omineca du Domaine d'Omineca. Les roches sous-jacentes n'ont été observées que dans le sud-est de la chaîne Cassiar et le nord de la chaîne Omineca. Là, un quartzite et une amphibolite attribués au Supergroupe de Windermere recouvrent les gneiss granitiques du socle (voir chapitre 4). Dans la plupart des régions, les strates du Protérozoïque supérieur sont surmontées en paraconcordance par des roches clastiques, habituellement un quartzite, datant du Cambrien précoce. Les roches protérozoïques comprennent le Groupe d'Ingenika et, dans le nord de la chaîne Omineca, où elles trouvent leur plus complète expression, elles sont subdivisées en quatre formations, qui sont, de bas en haut, les formations de Swannell, de Tsaydiz, d'Espee et de Stelkuz (Mansy et Gabrielse, 1978).

La Formation de Swannell, qui atteint 2 000 m d'épaisseur, est essentiellement une séquence clastique allant de roches argileuses à grain fin, à des roches quartzitiques à grain moyen. Des membres calcaires minces et discontinus sont présents accessoirement dans la partie supérieure de la formation. Celle-ci renferme toutefois des membres massifs ou en couches épaisses de grès à granules et de conglomérat à cailloux quartzofeldspathiques, dont certains présentent un granoclassement normal distinct. Le quartz se présente habituellement sous forme de grains bleus opalescents et de cailloux à l'intérieur d'une matrice de phyllade. Le feldspath se compose de plagioclase ou de perthite, dans une proportion qui varie fortement d'un endroit à l'autre. La partie la plus basse de la Formation de Swannell se compose principalement de quartzite micacé, localement feldspathique. Dans une localité de la chaîne Omineca, l'unité stratigraphiquement la plus basse est un conglomérat qui comprend des blocs arrondis de 20 cm de diamètre de roche granitique foliées à grain grossier de composition felsique à intermédiaire (Roots, 1954). Dans la région sud-est de la chaîne Cassiar, un quartzite et une amphibolite recouvrent un socle constitué de gneiss oeillé à feldspath potassique, auquel a été attribué un âge de 1,85 Ga par la méthode U/Pb (sur zircon) (Evenchick et al., 1984). L'assemblage sus-jacent, structuralement complexe, constitué de quartzite feldspathique, d'amphibolite, de carbonate et de schiste, a une épaisseur de plus de 1 000 m dans le compartiment supérieur d'une faille de chevauchement. Ces roches, limitées à l'est par le sillon des Rocheuses du Nord, ne sont de toute évidence pas corrélables avec le Groupe d'Ingenika ailleurs dans la région, en raison de l'abondance des amphibolites et de la déformation intense qu'elles ont subie. En général, les strates de la Formation de Swannell ont été soumises à un métamorphisme régional allant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites.

La Formation de Tsaydiz recouvre la Formation de Swannell en contact progressif, et se compose d'au plus 185 m de phyllade à séricite grise finement stratifiée, calcareuse dans la partie supérieure. Il existe localement des unités peu importantes, composées de quartzite à granules à grain fin. La formation est incompétente et presque toujours intensément plissée et affectée par un clivage. Elle passe vers le haut, par l'intermédiaire d'un calcaire finement stratifié, à la Formation d'Espee.

La Formation d'Espee est l'unité carbonatée distinctive la plus ancienne affleurant à l'ouest du sillon des Rocheuses du Nord. C'est une unité calcaire résistante, de couleur grise en surface altérée, en couches minces à épaisses, de 100 à 400 m d'épaisseur (fig. 6-12). Dans l'ensemble des chaînes Cassiar et Omineca, le calcaire contient typiquement des couches renfermant des pisolites et particules de ferrodolomie bien visibles. Il existe localement des structures algaires, dont les dimensions sont généralement de l'ordre de 10 cm ou moins, et des intraclastes de calcaire.

La Formation de Stelkuz, en contact net avec la Formation d'Espee sous-jacente, est la séquence la plus récente du Précambrien qui existe dans les chaînes Cassiar et Omineca. Elle présente une grande variété de roches bariolées, y compris des unités distinctives vertes et marron qui alternent verticalement avec plus ou moins de régularité (fig. 6-12). Dans une grande partie de la région, il est possible d'identifier trois unités. La plus basse, de plus de 600 m d'épaisseur, se compose principalement de calcaire, de pélite, de siltstone et de grès en unités cycliques; l'unité médiane, d'environ 150 m d'épaisseur, se compose essentiellement d'une pélite verte et marron et de lentilles de grès fin, parfois recouvertes d'un épais membre de calcaire; l'unité supérieure, qui peut atteindre 600 m d'épaisseur, se compose de pélite et de grès, celui-ci devenant plus abondant vers le haut. L'épaisseur totale de la formation est comprise entre 300 m et plus de 1 500 m. Le contact sommital est généralement marqué par l'apparition du grès blanc pur de la Formation de Boya du Cambrien inférieur. Localement, la Formation de Stelkuz contient des ichnofossiles qui remontent probablement au Précambrien tardif, en particulier *Gordia*, *Helminthopsis* et *Didymaulichnus* (Fritz et Crimes, 1985). La partie sommitale de la Formation de Stelkuz contient des ichnofossiles indiquant qu'elle pourrait dater du Cambrien précoce. Les stratifications obliques présentes dans la chaîne Omineca indiquent que les paléocourants étaient dirigés vers le sud-ouest.

Figure 6-12. Calcaire en couches épaisses et minces de la Formation d'Espee, dans le chaînon Espee, surmonté à gauche par la Formation de Stelkuz, de couleur sombre en surface altérée. Partie nord de la chaîne Omineca. (Photo: H.Gabrielse). GSC 205235-F

Dans le Complexe de Wolverine de la chaîne Omineca, et dans le chaînon Horseranch de la chaîne Cassiar, se trouvent des strates fortement métamorphisées et migmatisées du Protérozoïque supérieur, qui sont probablement corrélables avec les formations de Swannell et Tsaydiz. Plus au nord, dans le sud des monts Pelly et au sud-ouest du sillon de Tintina, un siltstone et un shale sous-jacents aux roches fossilifères du Cambrien inférieur constituent peut-être des strates corrélatives de la Formation de Stelkuz. On peut aussi inclure les roches précambriennes dans le Complexe de Big Salmon, qui contient des roches métamorphiques et migmatitiques dans le nord des monts Pelly. Au sud de la chaîne Omineca, des affleurements discontinus de strates du Protérozoïque supérieur et de roches corrélatives, ayant subi un métamorphisme régional, peuvent être suivis jusque dans le nord de la chaîne Cariboo.

L'assemblage épais et monotone de roches clastiques qui existe dans la Formation de Swannell a probablement été en partie déposé par des courants de turbidité. Le faible tri de la plupart des unités suggère une sédimentation dans un milieu marin relativement profond, et est peut-être associée au rifting ayant affecté la marge occidentale du craton. Une autre manifestation possible de l'épisode de rifting est la présence, surtout dans la partie inférieure de la succession, de corps amphibolitiques qui représentent des coulées volcaniques, des dykes ou des filons-couches. La partie supérieure du Groupe d'Ingenika indique une diminution de profondeur du milieu de sédimentation, peut-être le long d'une marge continentale progradante.

Centre nord et centre des Rocheuses

Des strates du Protérozoïque supérieur du Groupe de Misinchinka affleurent sur le versant oriental du sillon des Rocheuses du Nord, en une bande s'élargissant vers le sud-est à partir de la limite de troncature septentrionale, près du col Sifton. Il existe une séquence assez complète à l'est du lac Williston, où plus de 3 000 m de strates recouvrent en discordance un socle composé de gneiss granitique potassique et daté de 728 Ma (Evenchick, 1982; Evenchick et al., 1984). L'unité la plus basse, d'une épaisseur de 200 m, se compose d'un quartzite pur et vitreux, à granulométrie uniforme et en couches épaisses, comportant un membre basal mince, de moins de 1 m d'épaisseur, composé d'un conglomérat à cailloux de quartzite, localement felds-pathique. Le quartzite est surmonté par 400 m d'amphibolite présentant un grain fin à grossier, intercalée avec un quartzite finement stratifié et un schiste pélitique. Un assemblage hétérogène de schiste pélitique, de quartzite, de marbre et d'amphibolite, également d'environ 400 m d'épaisseur, recouvre l'unité amphibolitique. Une diamictite à cailloux de quartzite, contenant des clastes bien arrondis dont la longueur varie de quelques centimètres à plus de 15 cm, existe localement. Au moins 300 m d'amphibolite, de schiste, de marbre, de grès à granules, de dolomie, le phyllade et de diamictite recouvrent l'unité décrite plus haut, et sont à leur tour surmontés par 150 m de marbre, de calcaire et de dolomie, qui constituent l'une des unités les plus reconnaissables de la succession du Protérozoïque supérieur. Au-dessous du calcaire, les membres distinctifs comprennent de minces couches de

grès à granules de quartz de couleur bleue opalescente, un quartzite et une diamictite à cailloux et galets carbonatés. Un membre de schiste à chlorite, de 2 à 3 m d'épaisseur, riche en magnétite, se trouve au-dessous de la diamictite. Les strates sommitales du Groupe de Misinchinka comprennent deux membres calcaires proéminents mais discontinus, de 10 à 30 m d'épaisseur, entre lesquels se trouve une unité de diamictite. Ces membres sont surmontés par environ 400 m de grès dolomitique finement stratifié et par une épaisse séquence de phyllade grise et verte interstratifiée de grès fin. Les roches du Groupe de Misinchinka ont subi un métamorphisme régional, dont le degré augmente du faciès des schistes verts inférieur à l'est au faciès des amphibolites à l'ouest, et atteint son maximum à proximité du socle de gneiss granitique.

Plus au sud, jusqu'à environ 55°N, le Groupe de Misinchinka a été grossièrement divisé en trois unités (Stott et al., 1983, McMechan, 1987). L'unité clastique inférieure comprend une épaisse succession de phyllade, de siltite, de diamictite, de quartzite feldspathique et d'un peu de carbonates, succession dont la base n'affleure pas. Cette unité présente des changements de faciès marqués de part et d'autre de la faille de Weston (fig. 6-13). À l'est, les 1 200 m supérieurs de l'unité se composent de phyllade gréseuse verte (ou occasionnellement violette) et de schiste accompagnés de phyllade, de quartzite, de dolomie et de clastes de roches vertes, appelés diamictites, de quantités moindres d'argilite et de siltite vertes laminées, et d'un peu de grès quartzeux et d'argilite grise. Des interstrates de calcaire et de dolomie atteignant quelques dizaines de mètres d'épaisseur existent localement dans les 200 m supérieurs de l'unité. Une phyllade silteuse de couleur verte ou moins souvent gris violet, localement laminée, et une siltite argileuse sont surmontées par des diamictites. Des ensembles de quartzite et de conglomérat à cailloux, de 2 à 10 m d'épaisseur, forment des interstrates dans la partie inférieure de l'unité. Ces roches clastiques à grain grossier sont mal triées et granoclassées, et localement feldspathiques. Elles sont interprétées comme des dépôts formés par des courants de turbidité. Un grand nombre de ces unités de quartzite se terminent latéralement de façon abrupte, et semblent être des chenaux tabulaires. À l'ouest de la faille de Weston, une phyllade pyriteuse gris vert forme les 50 m supérieurs de l'unité clastique inférieure. Le reste de la coupe affleurante, d'une épaisseur approximative de 450 m, se compose d'unités de quartzite feldspathiques présentant un grain fin à grossier et de conglomérat à cailloux, interstratifiés avec une argilite grise devenant rouille en surface altérée. Les conglomérats sont probablement d'origine turbiditique. En général, les quartzites sont plus épais et constituent une plus grande partie de la coupe stratigraphique que des lithologies similaires observées à des niveaux stratigraphiques plus bas à l'est de la faille de Weston. Le long du sillon des Rocheuses du Nord, des grès argileux et argilites interstratifiés ont été déformés et métamorphisés en un schiste à chlorite-muscovite-(grenat). Même dans les affleurements orientaux, où la déformation n'a pas effacé les détails de la sédimentation, rien n'indique une sédimentation d'eau peu profonde. La puissance maximale exposée de l'unité clastique inférieure est estimée à 2 km.

L'unité carbonatée médiane comprend un calcaire gréseux en plaquettes, de couleur bleu gris en surface altérée et présentant un grain fin à moyen, des quantités moindres de quartzite et un peu d'argilite. Généralement, le calcaire a été altéré en une dolomie gris clair devenant ocre en surface altérée. Localement, à l'est de la faille de Weston, il existe près de la base de l'unité une épaisse interstrate de diamictite à matrice de calcaire gréseux, et à clastes de quartzite et dolomie. Le quartzite apparaît sporadiquement à tous les niveaux stratigraphiques à l'intérieur de l'unité. Ces horizons ont souvent des bases chenalisées et présentent fréquemment une stratification oblique. L'abondance des grès quartzeux et leur association avec des quartzites chenalisés suggèrent que la plupart des strates carbonatées composant l'unité se sont déposées dans un milieu subtidal à supratidal. L'épaisseur de cette unité varie approximativement de 600 à 900 m, en raison de rapides changements de faciès latéraux.

L'unité clastique supérieure se compose d'argilite, de quartzite et de siltite. L'argilite est principalement grise, silteuse et présente un clivage. Elle a souvent une couleur rouille en surface altérée. Des lamines de siltite argileuse ou de grès très fin sont présentes dans des feuillets très minces qui semblent massifs ou granoclassés. La plupart sont probablement des sédiments déposés par des courants de turbidité. Ces couches de quartzite se distinguent des «quartzites» typiques de l'unité clastique inférieure par leur grain fin, leur meilleur tri et leur faible teneur en feldspath. L'épaisseur de l'unité clastique supérieure est d'au moins 1 100 m. L'absence de polygones de dessiccation

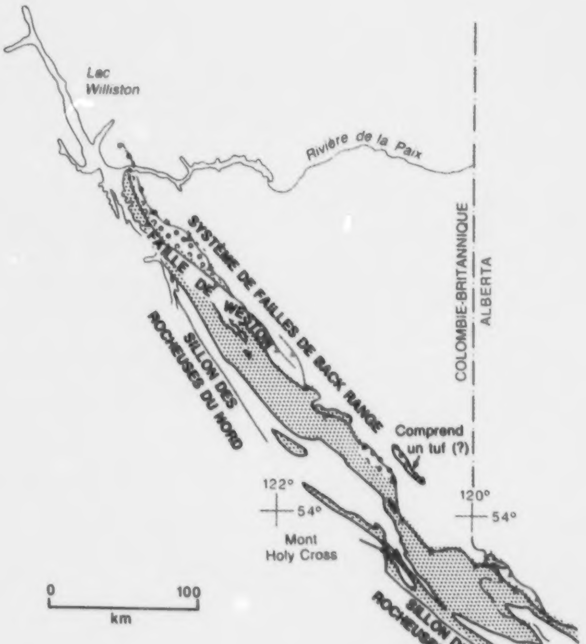


Figure 6-13. Distribution du Supergroupe de Windermere (pointillés), des régions contenant des diamictites en abondance (cercles), et d'un secteur contenant possiblement des tufs à cristaux.

et de rides de plage suggère que l'unité clastique supérieure s'est déposée dans un milieu de bassin.

Les strates du Groupe de Misinchinka sont lithologiquement comparables aux parties intermédiaire et supérieure du Groupe de Miette qui affleurent dans la région de McBride à 300 km au sud-est, et peuvent être largement corrélées avec ces intervalles. L'unité clastique inférieure peut être corrélée approximativement avec la partie intermédiaire du Groupe de Miette, tel que défini par Campbell et al. (1973), et l'unité clastique supérieure avec la partie supérieure du Groupe de Miette. La Formation de Byng (Slind et Perkins, 1966), unité carbonatée marquante d'une succession contenant une faune édiacarienne, dans le Groupe de Miette de la région du mont Robson, n'existe pas dans la région de McBride (Campbell etal., 1973), mais elle est certainement plus jeune que l'unité de carbonate médiane de la région de la chaîne Selwyn.

Au sud de 56°N, dans les Rocheuses centrales, le Supergroupe de Windermere est représenté par le Groupe de Miette, épaisse succession de strates clastiques fines à grossières contenant localement des unités carbonatées importantes. À l'est de la faille de Back Range (fig. 6-14), les affleurements les plus à l'est du Groupe de Miette ressemblent globalement aux successions les plus anciennes, à l'est, des roches du Supergroupe de Windermere présentes dans les monts Ogilvie, Wernecke et Mackenzie (fig. 6-14; M.E. McMechan, communication personnelle, 1985). L'unité la plus ancienne, dont la base n'affleure pas, se compose de plus de 400 m de siltite verte laminée, granoclassée, contenant de rares nodules et lamines de dolomie, et d'un grès quartzofeldspathique de couleur verte à grise, qui serait un tuf à cristaux remanié. Localement, les roches sont interstratifiées avec une unité sus-jacente, de 300 à 900 m d'épaisseur, composée d'une diamictite généralement massive, dans laquelle la dimension des éléments varie du granule au bloc. Les clastes, qui composent de 10 à 30% de la roche, sont constitués de roches effusives mafiques présentant un grain fin à moyen, de roches intrusives felsiques à grain grossier, de roches volcaniques intermédiaires, de quartzite, de dolomie, de conglomérat à cailloux, de tuf stratifié vert, de calcaire, et d'argilite grise et verte. La matrice est composée d'une argilite gréseuse à chlorite, de couleur brune en surface altérée, et localement d'un calcaire. Dans la diamictite se trouvent des membres discontinus, atteignant parfois 40 m d'épaisseur, composés d'argilite laminée vert clair et vert sombre, contenant de fines interstrates de siltite granoclassée, un grès feldspathique granoclassé présentant un grain fin à grossier, et un conglomérat à granules et cailloux. Surmontant la diamictite, à l'est de la faille de Back Range, se trouve une unité d'environ 300 m d'épaisseur, principalement constituée d'un grès quartzofeldspathique, qui est possiblement un tuf à cristaux redéposé, accompagné de minces couches latéralement continues d'argilite silteuse dans la partie inférieure, et d'argilite de couleur rouille dans la partie supérieure. Localement apparaissent des olistolites dolomitiques de couleur ocre à orange en surface altérée, de 5 à 400 m de longueur, et de rares lentilles de calcaire et de dolomie. Les strates sommitales du Groupe de Miette, à l'est de la faille de Back Range, sont tronquées au nord par la discordance subcambrienne. Elles comprennent un membre inférieur de dolomie, localement stromatolitique, atteignant parfois 300 m d'épaisseur, surmonté par une argilite de couleur rouille pouvant atteindre 70 m d'épaisseur.

À l'ouest de la faille de Back Range (fig. 6-13), et au sud jusqu'à environ 54°15'N, la diamictite est une composante stratigraphique majeure de la partie intermédiaire du Groupe de Miette (Stelck et al., 1978). Il existe localement au moins 1 000 m et probablement jusqu'à 2 000 m de diamictite. Les clastes se composent principalement de quartzite, mais comprennent aussi une argilite, un carbonate stratifié, des roches métavolcaniques et des roches ignées macrocristallines. Vers le sud-est, la diamictite semble faire progressivement place à plus de 300 m de grès feldspathique et de conglomérat à cailloux, généralement granoclassés, formant des unités ayant jusqu'à 30 m d'épaisseur et contenant des interstrates d'argilite et de siltite. Une argilite sus-jacente, d'environ 300 m d'épaisseur, contient des blocs ou olistolites de dolomie grise, de couleur ocre et orange en surface altérée, de 5 à 400 m de longueur. Des blocs carbonatés semblables surmontent l'épaisse diamictite mentionnée plus haut. Environ 250 à 500 m de grès feldspathique et de conglomérat à cailloux, contenant des interstrates d'argilite et de siltite, constituent la partie supérieure de l'unité intermédiaire du Groupe de Miette. Dans sa partie supérieure, le Groupe de Miette comprend un membre inférieur et un membre supérieur, composés d'argilite, dont l'épaisseur varie entre 0 et 300 m et atteint son maximum au nord-ouest. Entre les deux s'interpose une unité carbonatée, qui se compose principale-ment de dolomie et de brèche dolomitique accompagnées d'un peu de calcaire, et qui atteint au maximum 400 m d'épaisseur.

La succession et la lithologie des unités décrites plus haut suggèrent une corrélation possible des membres de carbonate et de diamictite avec des roches comparables du Groupe de Misinchinka au nord. L'assemblage comprend les affleurements les plus au sud, dans la Cordillère orientale, des faciès mal triés, probablement apparentés à la formation d'un rift et associés, du moins localement, à une activité volcanique et peut-être même à des milieux glaciogéniques.

Dans les Rocheuses, entre 52° et 54°N, une imposante culmination structurale laisse affleurer des séquences classiques du Groupe de Miette (Charlesworth et al., 1967; Mountjoy, 1970; Campbell et al., 1973). Une vague division tripartite a été employée pour décrire ces strates typiquement épaisses et monotones, principalement clastiques. Les strates inférieures du Groupe de Miette sont intensément déformées, dépassent probablement 380 m d'épaisseur et, dans la région du ruisseau Cushing, s'observent principalement dans la moitié orientale de la région cartographique de McBride (Carey et Simony, 1985). Le membre inférieur à calcaire et à grès à granules calcareux se compose d'un grès à granules grossier ou d'un conglomérat à granules, d'un calcaire noir carboné et microcristallin, d'un calcaire silteux et gréseux, et d'une ardoise noire silteuse de couleur rouille en surface altérée. Le membre d'ardoise supérieur se compose d'une ardoise pyriteuse de couleur rouille en surface altérée, localement noire et silteuse, accompagnée d'un peu de grès et de siltstone. Le grès à granules montre un granoclassement normal, et le calcaire gréseux présente, quoique rarement, une lamination oblique de migration de rides. Le milieu de sédimentation a été interprété comme un milieu de bassin euxinique, peut-être de type deltaïque distal, dans lequel ont été épanchées des roches clastiques turbiditiques.

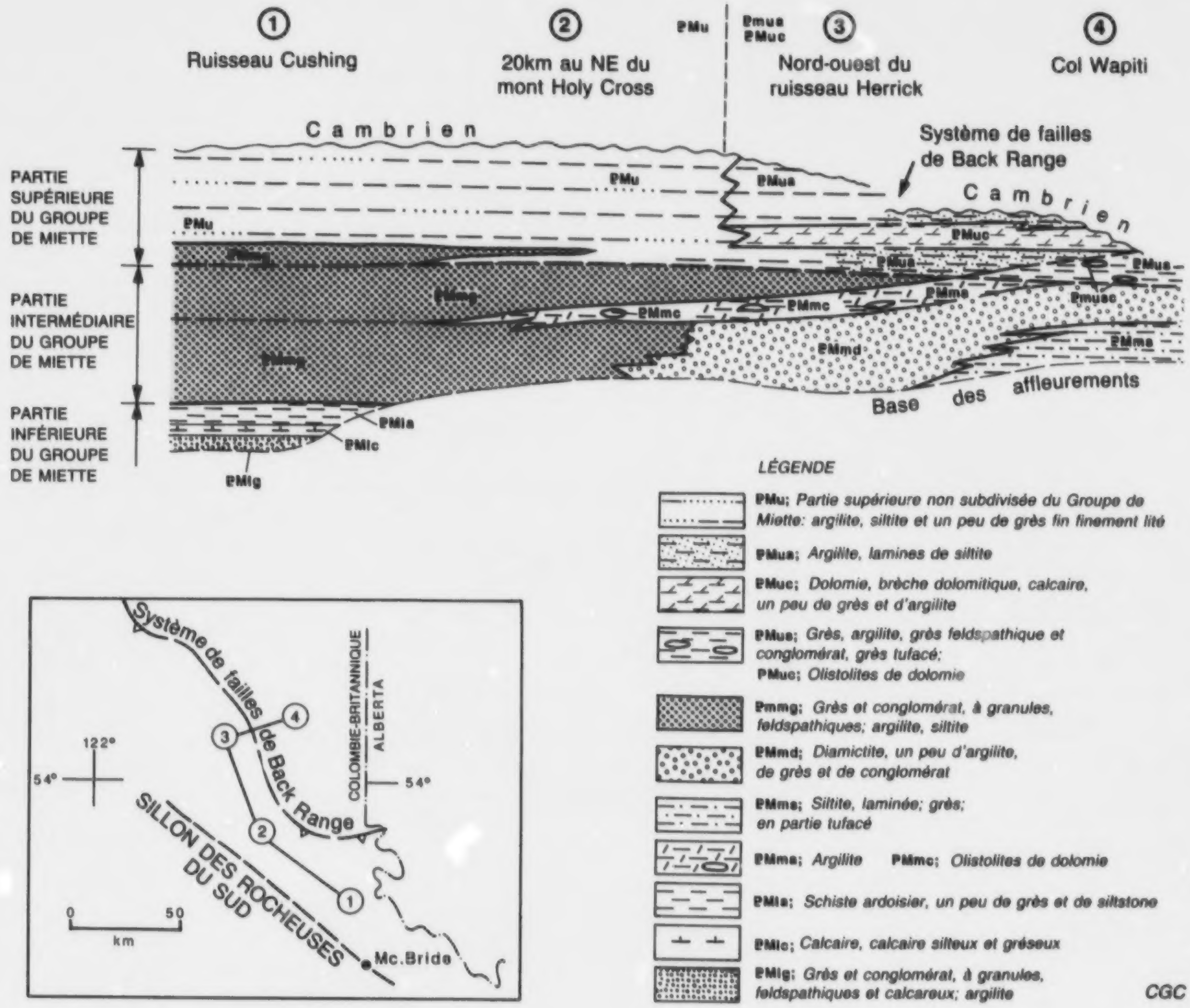


Figure 6-14. Corrélations entre les faciès du Groupe de Miette dans les chaînons Hart. D'après M.E. McMechan, communication personnelle, 1985.

La partie intermédiaire du Groupe de Miette, qui atteint parfois 3 000 m d'épaisseur, est caractérisée par des couches composites de grès à granules et grès interstratifiés, composant des unités pouvant atteindre 385 m d'épaisseur, mais qui sont en moyenne de 140 m dans la partie inférieure et de 24 m dans la partie supérieure de cet intervalle (Carey et Simony, 1985). Le grès contient des interstrates d'ardoise pyriteuse, silteuse, vert sombre à gris, de couleur rouille en surface altérée, composant des séquences pouvant atteindre 210 m d'épaisseur, mais en moyenne de 70 m dans la partie inférieure et de 21 m dans la partie supérieure de la succession. Le grès est immature et contient entre 0 et 25% de plagioclase, et peu d'orthoclase. Généralement, les couches à grain grossier sont granoclassées et leur base porte des figures d'affouillement. Il y a une abondance de clastes arrachés de shale. Localement, des couches à grain plus fin présentent une lamination oblique de migration de rides. Près du ruisseau Cushing, un membre de mudstone à cailloux, de 30 m d'épaisseur, apparaît à environ 2 100 m au-dessus de la base, et contient des clastes de calcaire micritique gris atteignant parfois 40 cm de diamètre. Ce faciès est peut-être l'équivalent distal de diamictites beaucoup plus épaisses situées au nord. Carey et Simony (1985) ont interprété les lithologies de la partie intermédiaire du Groupe de Miette comme représentant un cône sous-marin qui se serait édifié durant un épisode d'activité tectonique.

La partie supérieure du Groupe de Miette a environ 1 800 m d'épaisseur, et se compose surtout d'un mudstone de couleur grise à gris sombre et d'une argilite silteuse,

tous deux peu résistants, contenant en quantités notables des interstrates de grès fin et de siltstone à leur partie inférieure et à leur partie supérieure à l'ouest, et des roches clastiques grossières à l'est (Campbell et al., 1973). Il renferme typiquement des microrides et lamines de silt fin, de même que des séquences négatives, d'environ 50 m d'épaisseur, composées d'argilite passant à un grès fin. Des interstrates lenticulaires de grès grossier immature et de grès conglomératique sont sporadiquement présentes sur de grandes étendues. Près du mont Holy Cross, sur le versant oriental du sillon des Rocheuses du Sud (fig. 6-13), la partie sommitale du Groupe de Miette se compose de calcaire, de calcaire gréseux, de dolomie gréseuse, de mudstone et d'un grès supérieur, qui sont peut-être en partie corrélables avec le membre de carbonate et les membres connexes de la partie sommitale des groupes de Miette et de Misinchinka au nord. Localement, la partie supérieure du Groupe de Miette est surmontée par des membres carbonatés, d'épaisseur atteignant 400 m, composés de couches minces à épaisses de dolomie stromatolitique et pisolitique prenant une couleur gris chamois en surface altérée, de grès et de pélite. Ces roches pourraient s'être formées sur des plates-formes en milieu marin peu profond (Teitz et Mountjoy, 1985). Ces roches, généralement placées dans la Formation de Byng, sont incluses dans des strates contenant une faune édiacarienne (Hofmann et al., 1985), donc sont presque certainement plus jeunes que les carbonates plus persistants rencontrés dans le Groupe de Misinchinka et les séquences supérieures du Groupe de Miette, au nord de 55°N de latitude. Les roches de la partie supérieure du Groupe de Miette témoignent d'une sédimentation dans un milieu relativement stable, peut-être sur une plate-forme continentale, pendant une période de calme tectonique.

Près du sillon des Rocheuses du Sud, à l'est du lac McNaughton, environ 2 400 m de strates du Groupe de Miette sont présentes entre une discordance sur le gneiss granitique du socle et le quartzite basal du Groupe de Gog (Cambrien inférieur) (voir chapitre 4). Localement, la base est marquée par un quartzite micacé et folié, de 50 à 200 m d'épaisseur, qui par endroits contient une unité de conglomérat à cailloux de quartzite de 40 m d'épaisseur à son sommet. Un membre continu constitué de schiste noir à biotite sépare le quartzite d'un conglomérat à granules sus-jacent (grès à granules) interstratifié avec une pélite et une psammite de plus de 1 000 m d'épaisseur. L'unité de grès à granules est surmontée par environ 1 000 m de pélite riche en aluminosilicates. Les roches sommitales se composent d'une pélite métagréseuse et d'un peu de marbre qui forment une séquence d'environ 200 m d'épaisseur. Toute la succession a subi un métamorphisme régional dont le degré augmente d'est en ouest, avec apparition du grenat à l'est et de la sillimanite à l'ouest.

Rocheuses du Sud

Dans la région du lac Louise et du mont Assiniboine, dans les Rocheuses du Sud, des roches attribuées au Supergroupe de Windermere ont été corrélées avec des roches du Groupe de Miette de la région de Jasper, avec lesquelles elles présentent une similitude lithologique (Mountjoy, 1962). Le groupe se compose de la Formation de Corral Creek surmontée par la Formation d'Hector. Ces deux formations ont des lithologies globalement semblables, et se composent d'une ardoise grise et gris verdâtre, et de quelques minces couches de siltstone interstratifiées avec un grès et un grès à granules grossiers, ainsi qu'avec un grès à granules et cailloux et un conglomérat à cailloux de quartz (Aitken, 1969). Elles sont toutefois séparées l'une de l'autre par une unité composée d'une ardoise violette et verte accompagnée d'un conglomérat en partie calcaire, unité interprétée comme une coulée de débris, d'environ 100 m d'épaisseur, constituant la partie inférieure de la Formation d'Hector. Localement, un chenal bien défini de plus de 150 m de profondeur, situé dans une ardoise et une turbidite, est comblé par des sédiments clastiques grossiers et représente probablement un canyon sous-marin (Arnott et Hein, 1984). L'épaisseur maximale du Groupe de Miette qui affleure dans la région est d'environ 850 m, au-dessous d'une discordance majeure sous-jacente au quartzite de Gog (Cambrien inférieur) (Aitken, 1969).

Chaîne Columbia septentrionale

Des strates du Protérozoïque supérieur, situées à l'intérieur du Domaine d'Omineca dans le nord de la chaîne Columbia (chaîne Cariboo et partie nord des chaînes Monashee, Selkirk et Purcell, et hautes terres adjacentes), forment deux séquences stratigraphiques distinctes, le Groupe de Kaza et une portion du Groupe de Cariboo au nord-ouest, et le Groupe de Horsethief Creek au sud-est. Dans le sud de la chaîne Cariboo, le Groupe de Horsethief Creek est interprété comme étant surmonté en concordance par le Groupe de Kaza (fig. 6-15; Pell et Simony, 1984; 1987; Pell, 1984). Dans la partie sud-ouest de la chaîne Cariboo et les hautes terres adjacentes de Quesnel, la Formation de Snowshoe comprendrait des strates équivalentes à celles du Groupe de Horsethief Creek, et situées dans le prolongement de ces dernières (Struik, 1986). La Formation de Snowshoe comprend peut-être des roches dont l'âge se situe entre le Protérozoïque tardif et le Paléozoïque tardif, et qui sont corrélables avec le Groupe de Horsethief Creek et les roches paléozoïques sus-jacentes de la chaîne Selkirk (p. ex. près du col Rogers). Struik (1986) estime que les groupes de Kaza et Cariboo chevauchent vers le sud-ouest la Formation de Snowshoe et le Groupe de Horsethief Creek, y compris des roches paléozoïques qui sont peut-être associées aux deux séquences. Mais cette relation rendrait invalide l'interprétation selon laquelle le Groupe de Kaza surmonterait stratigraphiquement le Groupe de Horsethief Creek.

Le Groupe de Kaza et la portion protérozoïque du Groupe de Cariboo sont bien exposés dans la chaîne Cariboo, où ils constituent quatre unités totalisant au moins 6 200 m d'épaisseur (Campbell et al., 1973). La succession observée dans la chaîne Cariboo présente une similitude remarquable avec la séquence équivalente dans les chaînes Cassiar et Omineca (Mansy et Gabrielse, 1978). Les deux séquences sont surmontées par un quartzite suivi d'un carbonate du Cambrien inférieur.

Le Groupe de Kaza, d'environ 3 500 m d'épaisseur, est principalement une séquence bien stratifiée d'argilite, d'ardoise et de phyllade dans laquelle s'observe des interstrates de grès à granules et de conglomérat à cailloux (fig. 6-16); le grès grossier est caractéristique. Là où ces roches sont faiblement métamorphisées, la matrice riche en chlorite qui renferme les granules et cailloux de quartz vitreux et de plagioclase blanc crayeux leur donne une

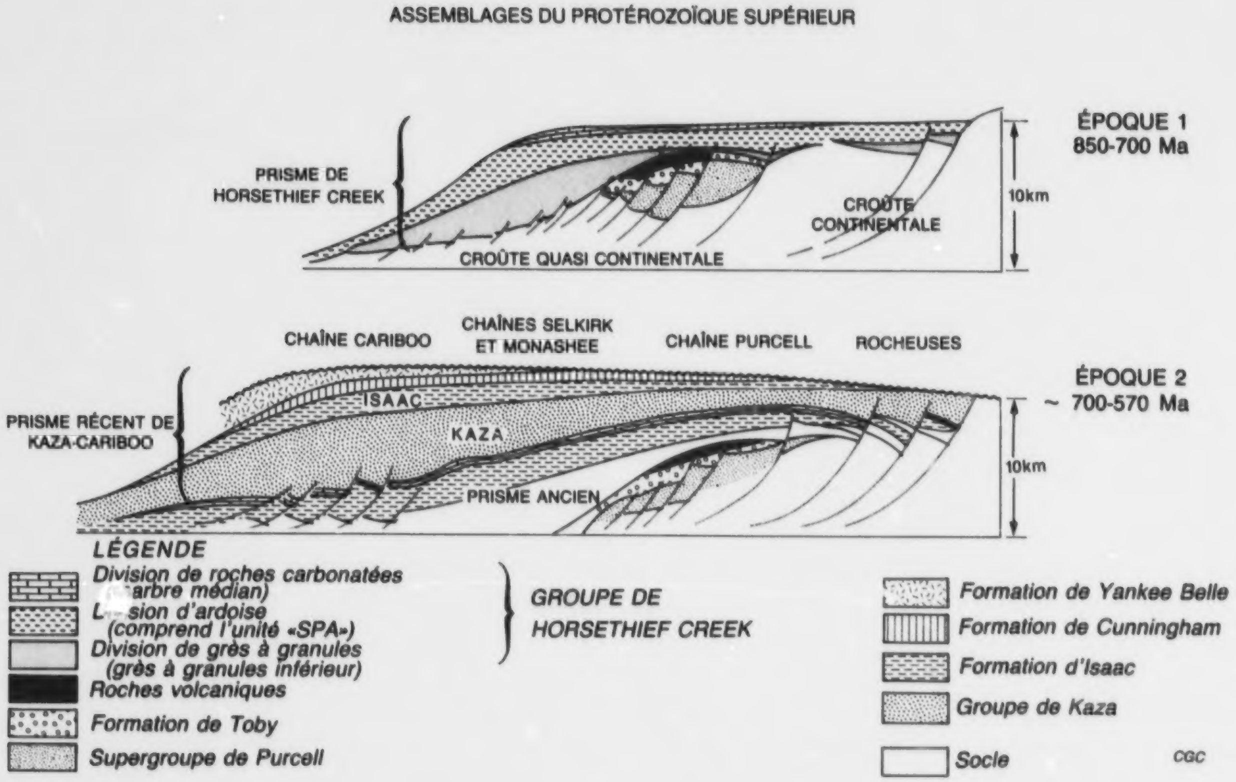


Figure 6-15. Corrélation suggérée entre les strates du Groupe de Horsethief Creek et celles des groupes de Kaza-Cariboo dans la chaîne Columbia. D'après Pell et Simony (1987).

couleur gris verdâtre; du quartz bleu opalescent est présent, sans toutefois être abondant. Là où les roches sont plus fortement métamorphisées, la matrice de chlorite et de micas, qui sont au moins partiellement détritiques, est recristallisées en biotite brune et en muscovite, et les roches prennent une couleur gris brunâtre. Des grenats et minéraux aluminosilicatés sont présents en abondance dans l'ensemble du Groupe de Kaza, dans des roches de composition et de degré de métamorphisme appropriés. Même dans des roches du faciès des amphibolites supérieur, la stratification prononcée, des couches granoclassées et d'autres traits sédimentaires sont conservés. Dans leurs occurrences très métamorphisées, les strates sont intensément plissées; en raison de sa stratification bien marquée, le Groupe de Kaza présente des plis spectaculaires dans une grande partie de la chaîne Cariboo.

Le Groupe de Kaza est corrélable avec la Formation de Swannell (Mansy et Gabrielse, 1978) dans les chaînes Cassiar et Omineca, et avec la partie intermédiaire du Groupe de Miette à l'est dans les Rocheuses (Campbell et al., 1973).

Le Groupe de Kaza passe progressivement vers le haut à des unités à grain fin composées de phyllade, d'ardoise et d'argilite de couleur sombre, appartenant à la Formation d'Isaac, formation qui présente une faible résistance à l'altération superficielle et qui constitue l'unité basale du Groupe de Cariboo. La base de la Formation d'Isaac est placée au sommet du plus haut des grès à granules bien marqués, quoique la formation contient quelques couches de grès à granules. Les roches à grain fin sont généralement calcareuses, mais les couches calcaires distinctes sont rares. Les lithologies sont typiquement pyriteuses, en particulier dans la partie inférieure de la formation. Les strates de la Formation d'Isaac, d'une épaisseur supérieure à 1 300 m, sont incompétentes; contrairement aux strates sous-jacentes, plus compétentes, du Groupe de Kaza, qui forment de grands plis bien visibles, elles sont déformées en une multitude de petits plis difficiles à discerner, dans des roches intensément clivées. Près du sommet de la formation, les minces interstrates de calcaire sont plus nombreuses, et se présentent sous l'aspect de rayures prononcées dans les affleurements; les épais carbonates basaux de la Formation de Cunningham leur succèdent.

La Formation d'Isaac est corrélable avec la Formation de Tsaydiz dans les chaînes Omineca et Cassiar (Mansy et Gabrielse, 1978) et avec une partie des strates supérieures du Groupe de Miette à l'est, dans les Rocheuses (Campbell et al., 1973).

La Formation de Cunningham atteint une épaisseur maximale d'environ 550 m dans le nord de la chaîne Cariboo, mais cette épaisseur varie substantiellement d'un lieu à l'autre. La formation, qui se compose principalement de couches épaisses de calcaire et localement de dolomie présentant une couleur grise en surface altérée, est cependant lithologiquement variable et contient par endroits des couches de calcaire argileux sombre et de grès. Contrairement à la Formation d'Isaac sous-jacente, le calcaire est compétent lorsqu'il est faiblement métamorphisé, et forme de grands plis concentriques. Les nombreuses

Figure 6-16. Plis en chevrons dans les roches clastiques turbiditiques du Groupe de Kaza dans la chaîne Cariboo. Les plis ont une amplitude d'environ 500 m. (Photo: R.B. Campbell). GSC 205235-W

failles qui recoupent la formation ne semblent pas pénétrer profondément dans les strates sous-jacentes. Cette formation est équivalente à la Formation d'Espee au nord-ouest (Mansy et Gabrielse, 1978) et, comme cette dernière, contient souvent des pisolites bien visibles, des grains de ferrodolomie, des intraclastes et, par endroits, des structures algaires. Aucun fossile squelettique n'a été trouvé.

La Formation de Yankee Belle, équivalente à la Formation de Stelkuz (Mansy et Gabrielse, 1978) au nord-ouest, repose en contact net mais concordant sur la Formation de Cunningham. L'épaisseur et la lithologie de la formation varient substantiellement d'un lieu à l'autre. La formation atteint son épaisseur maximale connue, 900 m, dans le centre de la chaîne Cariboo septentrionale, à partir d'où elle s'amincit à la fois vers le nord-est (400 m) et vers le sud-ouest (500 m). Au sommet de la coupe stratigraphique, prédominent le shale et le grès. La Formation de Yankee Belle se compose de minces couches bien visibles; les lithologies caractéristiques, mais pas nécessairement dominantes, sont les suivantes: un shale vert et un shale marron moins abondant qui prennent en surface altérée une couleur brun rouille distinctive. Le grès quartzeux devient plus abondant au sommet et forme des interdigitations avec la Formation de Yanks Peak sus-jacente. Des séquences rythmiques de calcaire, siltstone et shale caractérisent une grande partie de la formation.

Les évidences concernant l'existence d'organismes durant le dépôt de la Formation de Yankee Bell sont rares; la Formation de Mural, plus récente dans la stratigraphie, remonte au Cambrien précoce, de sorte que la limite entre le Cambrien et le Précambrien se trouve probablement à l'intérieur des formations intermédiaires de Yanks Peak ou de Midas. Généralement dans la Cordillère, la limite a été placée à la base des épaisses successions de quartzite, telles que la Formation de Yanks Peak, qui sont surmontées par des strates connues du Cambrien inférieur. Dans les Rocheuses, elle est généralement placée à la base du quartzite de la Formation de McNaughton. La Formation de Yankee Belle est peut-être l'équivalent de la partie basale de la Formation de McNaughton, ou de la partie supérieure du Groupe de Miette, ou n'a peut-être pas d'équivalent dans les Rocheuses à l'est; son âge est donc incertain, mais elle est provisoirement placée dans le Protérozoïque et incluse dans le Supergroupe de Windermere.

Les roches du Groupe de Kaza, à l'instar d'autres séquences épaisses de «grès à granules» du Supergroupe de Windermere, témoignent d'une sédimentation en eau profonde, possiblement sur des cônes sous-marins. Les débris provenaient de roches cristallines de haut relief, peut-être situées sur la marge continentale de divergence. L'apport de roches clastiques grossières s'est brusquement terminé quand a débuté la sédimentation de la Formation d'Isaac dans un milieu euxinique d'eau calme, suivie de la formation d'une vaste plate-forme carbonatée en eau peu profonde (Formation de Cunningham). Si les corrélations provisoires indiquées à la figure 6-2 sont justes, il y a eu diminution de la profondeur d'eau dans le miogéoclinal pendant la sédimentation des formations de Cunningham et d'Espee, peut-être en réponse à un abaissement eustatique marqué du niveau de la mer. À la base de la Formation de Yankee Belle, la distribution des lithologies indique le passage d'un milieu alluvial (grès, mudstone marron avec polygones de dessiccation) dans la partie nord-est de la chaîne Cariboo, à un milieu marin plus profond au sud et au sud-ouest (séquences rythmiques de calcaire, siltstone et shale). La Formation de Yankee Belle passe vers le haut au grès littoral et alluvial de la Formation de Yanks Peak.

Dans le sud-est de la chaîne Cariboo, le Groupe de Horsethief Creek est divisé en trois unités (Pell, 1984). Les roches ayant été fortement déformées, les estimations d'épaisseur ne sont que des approximations. L'unité la plus basse se compose d'un ensemble de méta-semipélite et d'amphibolite («SPA»), dont l'épaisseur est comprise entre 500 m et 1 000 m; sa base n'affleure pas. La partie la plus basse et la plus épaisse de l'unité se compose d'un schiste pélitique et psammitique, micacé, dans lequel les aluminosilicates sont rares, et d'une amphibolite à grenat. Les amphibolites caractérisées par des contacts francs représentent probablement des coulées basaltiques ou des filons-couches mis en place à faible profondeur, tandis que les autres amphibolites caractérisées par des contacts progressifs sont peut-être des tufs métamorphisés. Cette partie de l'unité est surmontée par une zone à faciès variable, carbonatée à calco-silicatée, de couleur rouille, de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, suivie d'au moins 100 m d'un schiste pélitique contenant des minéraux aluminosilicatés bien visibles produits par un métamorphisme plus élevé.

À l'unité «SPA» succède l'unité de marbre médian, qui se compose des marbres gris supérieur et inférieur et de roches calcareuses associées, et contient une couche clastique intermédiaire de schiste micacé. L'unité de marbre médian se caractérise par une lithologie et une épaisseur variables; sa puissance est comprise entre 21 m et plus de 500 m, celle de l'unité clastique entre 5 m et 100 m.

On croit que l'unité clastique supérieure passe graduellement vers le haut à des couches typiques du Groupe de Kaza (Pell et Simony, 1984; Pell, 1984), mais Struik (1986) considère que le contact est structural, les roches du Groupe de Kaza ayant été chevauchées vers le sud-ouest sur le Groupe de Horsethief Creek.

L'unité basale de la division clastique supérieure, d'une épaisseur comprise entre 150 m et 1 000 m, se compose de métagrès et d'une alternance de couches de schiste pélitique (Pell et Simony, 1984; Pell, 1984) avec un peu d'orthoquartzite et de quelques couches de métagrès à granules. Un granoclassement est rare. Cette unité est surmontée par un mince membre carbonaté suivi de strates dont la lithologie, décrite plus haut, est typique du Groupe de Kaza.

Dans le nord de la chaîne Purcell (chaînon Dogtooth) et dans l'est de la chaîne Selkirk septentrionale (Poulton et Simony, 1980; Brown et al., 1978), le Groupe de Horsethief Creek, sous l'orthoquartzite du Groupe de Hamill ou son équivalent, atteint plus de 6 000 m d'épaisseur, dont 1 800 m se trouvent au-dessous de l'unité «SPA», et par conséquent au-dessous des strates les plus basses affleurant dans la région sud-est de la chaîne Cariboo. Les unités du groupe peuvent être suivies sur une grande distance, à partir de la chaîne Cariboo, en passant par le nord de la chaîne Monashee (Raeside et Simony, 1983) et le nord de la chaîne Selkirk (Poulton et Simony, 1980; Brown et al., 1978), jusqu'au chaînon Dogtooth (Poulton et Simony, 1980). Sur ce parcours, l'unité «SPA» change de caractère et se confond avec la division supérieure d'ardoise (1 200 m), reconnue par Poulton et Simony dans le chaînon Dogtooth, où elle se compose principalement d'une ardoise grise et de quantités mineures de roches clastiques calcareuses; l'amphibolite est absente. L'ardoise supérieure est séparée de l'ardoise inférieure gris bleuâtre (700 m-800 m) par un carbonate impur, une phyllade et une couche de schiste de couleur rouille. Les deux unités d'ardoise sont difficiles à distinguer l'une de l'autre dans la partie sud de la région où, ajoutées aux carbonates impurs, elles atteignent une épaisseur totale d'environ 2 000 m.

L'unité basale du Groupe de Horsethief Creek, dans le nord des chaînes Selkirk et Purcell, est la division inférieure de grès à granules, qui se compose d'environ 1 000 m de métagrès et de conglomérat à granules, de roches pélitiques et de quantités mineures de calcaire. Des granules de quartz bleu opalescent sont bien en évidence.

La division clastique supérieure, au-dessus du carbonate intermédiaire ou principal, atteint 3 300 m dans le nord de la chaîne Selkirk. Devenant plus calcareuse d'est en ouest (Brown etal., 1978), elle se compose de grès feldspathique et de conglomérat à granules et à cailloux (avec rarement du quartz bleu), accompagnés de roches pélitiques au-dessous d'une unité supérieure de siltstone et de roches pélitiques bien stratifiés, pouvant atteindre 1 200 m d'épaisseur. Ces roches sont recouvertes, apparemment en concordance, par le Groupe de Hamill et les formations de Mohican et Badshot qui lui succèdent. Ces trois dernières unités semblent s'amincir au nord-ouest, et ne peuvent être suivies au-delà de l'extrémité nord de la chaîne Selkirk. Donc, si le Groupe de Lardeau (Paléozoïque) se prolonge au nord-ouest, il est possible qu'il recouvre directement des strates du Groupe de Horsethief Creek ou des équivalents non identifiés du Groupe de Hamill et de la Formation de Badshot, et qu'il soit coextensif de la Formation de Snowshoe, déformée et métamorphisée, à l'intérieur et au sud-ouest de la chaîne Cariboo, comme le suggère Struik (1986).

De façon générale, le Groupe de Horsethief Creek présente une succession assez semblable à celle des groupes de Kaza et de Cariboo de la chaîne Cariboo. La sédimentation a débuté par le dépôt de sable feldspathique grossier, sans doute sur un cône sous-marin, et s'est poursuivie par l'accumulation en eau calme et probablement peu profonde de matériaux pélitiques, calcareux et basaltiques recouverts par un calcaire bien visible (marbre médian); suit une unité clastique contenant des sédiments grossiers d'origine locale, qui passe vers l'ouest à un faciès plus calcareux. Pell et Simony (1984) et Pell (1984) estiment que les deux successions sont des prismes de roches clastiques superposés, où la séquence d'événements à l'origine du Groupe de Horsethief Creek est répétée plus ou moins en détail par les événements qui ont créé les groupes de Kaza et de Cariboo. Struik (1986) suggère que les deux successions sont le résultat d'événements similaires et approximativement synchrones survenus dans des localités séparées, et qu'elles ont été par la suite juxtaposées tectoniquement. Si tel est le cas, les corrélations établies par Brown etal. (1978), selon lesquelles les parties supérieures des groupes de Horsethief Creek et de Cariboo sont des équivalents, sont probablement correctes.

La Formation de Snowshoe décrite plus haut, la Formation d'Eagle Bay et peut-être d'autres unités situées à proximité du lac Adams comprennent sans doute des roches du Protérozoïque supérieur (Schiarizza et Preto, 1984). En outre, les roches de cet âge doivent être incluses parmi les roches fortement métamorphisées du Complexe métamorphique de Shuswap.

Chaîne Columbia méridionale

Dans sa région type, le Supergroupe de Windermere repose en discordance sur les strates du Supergroupe de Purcell le long du flanc ouest et du nez plongeant vers le nord de l'anticlinorium de Purcell (Little, 1960; Reesor, 1973). La Formation de Toby basale, qui trouve son expression la plus riche autour de l'extrémité nord de l'anticlinorium, a une épaisseur comprise entre quelques mètres et 500 m, et se caractérise par des variations considérables de composition, de granulométrie et de tri. Typiquement, la Formation de Toby se compose d'un conglomérat polymicte contenant des cailloux, galets et blocs principalement constitués de dolomie, quartzite et ardoise dérivés des roches sous-jacentes du Supergroupe de Purcell (fig. 6-17). Des galets de gneiss granitique apparaissent localement dans les affleurements les plus à l'est. Les clastes, dont la taille varie d'un centimètre à plus d'un mètre, sont généralement anguleux à subanguleux, mais parfois bien arrondis. Des exemples classiques de diamictite sont composés de cailloux, galets et blocs mal triés, dans une matrice finement broyée, de mudstone gréseux, ou de grès argileux fin (Aalto, 1971). Un grès et une argilite contenant des pierres de délestage sont particulièrement abondants dans la partie supérieure de la Formation de Toby. Des unités d'argilite, d'ardoise et de grès granoclassé et massif pouvant atteindre 50 m d'épaisseur sont interstratifiées avec le conglomérat. Des volcanites andésitiques vésiculaires, constituent localement la matrice du conglomérat et se présentent ailleurs sous forme de galets dans le conglomérat. Au moins une partie de la Formation de Toby a été interprétée comme étant un dépôt glaciogénique.

Généralement, la Formation de Toby se limite à quelques dizaines de mètres d'épaisseur dans une bande partant à l'est de l'extrémité nord du lac Kootenay et se terminant

à l'ouest de l'extrémité sud de ce lac. De là, son épaisseur augmente fortement jusqu'à environ 700 m, et au niveau de la frontière canado-américaine, peut atteindre 2 000 m.

La Formation volcanique d'Irene, qui renferme jusqu'à 700 m de tuf mafique fin de couleur vert bleuâtre sombre, et des roches vertes schisteuses massives, contenant des interstrates mineures de phyllade gris clair, surmonte la Formation de Toby à l'ouest de l'extrémité sud du lac Kootenay, et semble s'épaissir vers le sud en direction de la frontière canado-américaine. Une datation effectuée par la méthode Nd/Sm sur les volcanites corrélatives de Leola, dans l'État de Washington, indique un âge de 762 ± 40 Ma (W.J. Devlin, communication personnelle, 1985), ce qui concorde très bien avec les âges attribués aux roches volcaniques proches de la base du Supergroupe de Windermere dans le nord de la Cordillère canadienne.

Le Groupe de Horsethief Creek et son équivalent à l'ouest du lac Kootenay, la Formation de Monk, surmontent en concordance la Formation de Toby et se composent de grandes épaisseurs d'ardoise, d'argilite et de phyllade accompagnés secondairement de quartzite, de grauwacke, de conglomérat à cailloux et de calcaire. En général, à l'est du lac Kootenay, la partie inférieure du Groupe de Horsethief Creek est principalement constituée d'argilite et d'ardoise accompagnées d'un peu de calcaire. La partie intermédiaire se caractérise par un quartzite, un grès à granules et un conglomérat à cailloux. La partie supérieure du groupe, aux limites est et sud-est, contient une grande quantité d'ardoise et de siltstone violets et rouges, accompagnés accessoirement de calcaire (Reesor, 1973); plus à l'ouest, elle est dominée par une ardoise sombre et une phyllade.

Le conglomérat à cailloux distinctif contient des cailloux de quartz blanc provenant de filons, de feldspath, de chert, de quartzite, de quartz bleu opalescent, de dolomie et d'ardoise. Des lentilles irrégulières de conglomérat à cailloux sont interdigitées avec des couches de quartzite ou de grès à granules, et se présentent localement sous forme de remplissage de chenal dans des roches clastiques à grain fin (fig. 6-18). Les couches granoclassées sont fréquentes dans des séquences contenant un conglomérat à cailloux, et le quartzite montre localement une stratification oblique. Au nord et à l'est du lac Kootenay, l'épaisseur totale du Groupe de Horsethief Creek passe d'environ 1 000 m près du sillon des Rocheuses à plus de 3 000 m plus à l'ouest.

À l'ouest du lac Kootenay, la Formation de Monk a environ 1 000 m d'épaisseur, et contient deux membres à phyllade séparés par un calcaire gris laminé. Un conglomérat polymicte basal d'environ 60 m d'épaisseur (Little, 1960) est probablement corrélable ailleurs avec des strates de la Formation de Toby.

La discordance régionale présente à la base du Supergroupe de Windermere dans le sud de la chaîne Columbia, les variations considérables d'épaisseur, de tri et de composition de la Formation de Toby basale, le caractère turbiditique du Groupe de Horsethief Creek et la présence de roches volcaniques de la Formation d'Irene témoignent d'un épisode de rifting, de soulèvement, d'érosion et de volcanisme survenu au Protérozoïque tardif. Comme ailleurs dans la Cordillère, ces événements ont probablement été accompagnés d'une glaciation.

Le milieu tectonique de marge de divergence dans lequel s'est effectué le dépôt du Supergroupe de Windermere au Canada se prolongeait loin au sud dans la Cordillère de l'ouest des États-Unis, comme l'indiquent d'épaisses successions de lithologie comparable observées dans les états de Washington, Idaho et Utah (Stewart, 1971).

TERRANE D'ALEXANDER

Des roches du Protérozoïque supérieur pourraient être présentes dans quelques régions relativement peu étendues du massif St. Elias. Une épaisse séquence de strates volcaniques et volcanoclastiques située à l'est de la rivière Alsek, de l'autre côté du glacier Lowell, contient des fossiles du Cambrien tardif dans sa partie supérieure. Au-dessous de strates pouvant remonter à l'Ordovicien dans une région située le long de la frontière entre l'Alaska et la Colombie-Britannique, au sud-ouest du glacier Tweedsmuir, existent apparemment un paragneiss, un gneiss

Figure 6-17. Conglomérat de la Formation de Toby, dans la chaîne Columbia méridionale. (Photo: J.E. Reesor). GSC 158448

Figure 6-18. Conglomérat à cailloux du Groupe de Horsethief Creek, dans la chaîne Columbia méridionale. (Photo: J.E. Reesor). GSC 158446

granitique, une amphibolite, un quartzite, un schiste quartzeux et un peu de marbre. Les roches de ces deux régions pourraient être corrélatives d'une partie du Groupe de Wales dans le sud-est de l'Alaska.

TERRANE DE NISLING

Une séquence localement épaisse de strates ayant subi un métamorphisme régional, et se composant de schiste, de quartzite impur et partiellement graphitique et de marbre, apparaît de façon intermittente à partir du Domaine d'Omineca dans le sud-ouest du Yukon, jusqu'au Domaine côtier dans le nord de la Colombie-Britannique. D'après les corrélations régionales, il semblerait que certaines des roches datent du Paléozoïque précoce, mais il n'en existe pas de preuve directe, et des roches du Protérozoïque supérieur pourraient y être incluses.

SOUS-TERRANE DE NISUTLIN

Des roches du Protérozoïque supérieur sont peut-être présentes dans le sous-terrane de Nisutlin, dans l'ouest du Yukon. Ces roches se composent de schiste à muscovite et biotite, de quartzite micacé, de marbre et d'un peu d'amphibolite, qui sont tous caractéristiquement cataclasiques. Ces roches et des roches moins déformées du terrane de Nisling sont attribuées au terrane de Yukon-Tanana en Alaska.

RÉFÉRENCES

Aalto, K.R.
1971: Glacial marine sedimentation and stratigraphy of the Toby Conglomerate (Upper Proterozoic) southeastern British Columbia, northwestern Idaho and northeastern Washington; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 755-787.

Aitken, J.D.
1969: Documentation of the sub-Cambrian unconformity, Rocky Mountains Main Ranges, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 193-200.
1981: Stratigraphy and sedimentology of the Upper Proterozoic Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; in Proterozoic basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 47-71.
1984: Strata and trace fossils near the Precambrian- Cambrian boundary, Mackenzie, Selwyn and Wernecke Mountains, Yukon and Northwest Territories: Discussion; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 401-407.
1989: Uppermost Proterozoic formations in Central Mackenzie Mountains, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Bulletin 368.

Aitken, J.D. and Cook, D.G.
1974: Geology of parts of Mount Eduni (106A) and Bonnet Plum Lake map-areas, District of MacKenzie; Geological Survey of Canada, Open File 221.

Aitken, J.D., Macqueen, R.W., and Usher, J.L.
1973: Reconnaissance studies of Proterozoic and Cambrian stratigraphy, lower Mackenzie River area (Operation Norman), District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 73-9, 173 p.

Allison, C.W. and Moorman, M.A.
1973: Microbiota from the Late Proterozoic Tindir Group, Alaska; Geology, v. 1, no. 2, p. 65-68.

Allison, C.W., Young, G.M., Yeo, G.M., and Delaney, G.D.
1981: Glaciogenic rocks of the upper Tindir Group, east-central Alaska; in Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, M.J. Hambrey and W.B. Harland (ed.), Cambridge University Press, p. 720-723.

Armstrong, R.L., Eisbacher, G.H., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.

Arnott, R.W. and Hein, F.J.
1984: Proximal submarine channel deposits, Hector Formation (Hadrynian) Lake Louise, Alberta; in Program with Abstracts, v. 9, Geological Association of Canada, Annual Meeting 1984, p. 43.

Blusson, S.L.
1971: Sekwi Mountain map area, Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 71-22, 17 p.

Brabb, E.E. and Churkin, M., Jr.
1969: Geologic map of the Charley River Quadrangle, east-central Alaska; United States Geological Survey, Map I-573.

Brown, R.L., Tippet, C.R., and Lane, L.S.
1978: Stratigraphy, facies changes and correlations in the northern Selkirk Mountains, southern Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1129-1140.

Cairnes, D.D.
1914: The Yukon-Alaska International Boundary between Porcupine and Yukon rivers; Geological Survey of Canada, Memoir 67, 161 p.

Campbell, R.B., Mountjoy, E.W., and Young, F.G.
1973: Geology of McBride map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 72-35.

Carey, A.J. and Simony, P.S.
1985: Stratigraphy, sedimentology and structure of Late Proterozoic Miette Group, Cushing Creek Area, B.C.; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, no. 2, p. 184-203.

Carey, S.W.
1959: Continental Drift, A symposium; Geology Department, University of Tasmania, Hobart, 1958.

Charlesworth, H.A.K., Weiner, J.L., Akehurst, A.J., Bielenstein, H.U., Evans, C.R., Griffiths, R.E., Remington, D.B., Stauffer, M.R., and Steiner, J.
1967: Precambrian geology of the Jasper region, Alberta; Research Council of Alberta, Bulletin 23, 74 p.

Dutro, J.T., Jr., Brosge, W.P., and Reiser, H.N.
1972: Significance of recently discovered Cambrian fossils and reinterpretation of the Neruokpuk Formation, northeastern Alaska; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 56, no. 4, p. 808-815.

Eisbacher, G.H.
1978: Re-definition and subdivision of the Rapitan Group, Mackenzie Mountains; Geological Survey of Canada, Paper 77-35, 21 p.
1981: Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-27, 40 p.

Evenchick, C.A.
1982: Stratigraphy, structure and metamorphism in Deserters Range, northern Rocky Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 325-328.

Evenchick, C.A., Parrish, R.R., and Gabrielse, H.
1984: Precambrian gneiss and late Proterozoic sedimentation in north-central British Columbia; Geology, v. 12, p. 233-237.

Fritz, W.H.
1972: Cambrian biostratigraphy western Rocky Mountains, British Columbia (83E, 94C, 94F); in Report of Activities, Geological Survey of Canada, Paper 72-1, Part A, p. 209-211.

Fritz, W.H. and Crimes, T.P.
1985: Lithology, trace fossils, and correlation of Precambrian-Cambrian boundary beds, Cassiar Mountains, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 83-13.

Fritz, W.H., Narbonne, G.M., and Gordey, S.P.
1983: Strata and trace fossils near the Precambrian- Cambrian boundary, Mackenzie, Selwyn, and Wernecke Mountains, Yukon and Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 365-375.
1984: Strata and trace fossils near the Precambrian- Cambrian boundary, Mackenzie, Selwyn, and Wernecke Mountains, Yukon and Northwest Territories: Reply; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 409-412.

Gabrielse, H.R., Blusson, S.L., and Roddick, J.A.
1973: Geology of Flat River, Glacier Lake and Wrigley Lake map-areas, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 366, Part 1, 153 p, Part 2, 269 p.

Gordey, S.P. and Anderson, R.G.
in press: Evolution of the northern Cordilleran miogeocline, Nahanni map-area (105I), Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 428.

Hofmann, H.J., Mountjoy, E.W., and Teitz, M.W.
1985: Ediacaran fossils in the Miette Group, Rocky Mountains, British Columbia; in Program with Abstracts, v. 10, Geological Association of Canada, Annual Meeting, 1985, p. A28.
Jefferson, C.W.
1983: The Upper Proterozoic Redstone Copper Belt, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, 445 p.
Jefferson, C.W. and Ruelle, J.C.L.
1986: The Late Proterozoic Redstone Copper Belt, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; in Mineral Deposits of the Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 154-168.
Lane, L.S. and Cecile, M.P.
1989: Stratigraphy and structure of the Neruakpuk Formation, northern Yukon; in Current Research, Part G, Geological Survey of Canada, Paper 89-1G, p. 57-62.
Leffingwell, E. de K.
1919: The Canning River region; northern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 109, 251 p.
Little, H.W.
1960: Nelson map-area, west half, British Columbia (82F W 1/2); Geological Survey of Canada, Memoir 308.
Mansy, J.L. and Gabrielse, H.
1978: Stratigraphy, terminology and correlation of Upper Proterozoic rocks in Omineca and Cassiar Mountains, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 77-19.
McMechan, M.E.
1987: Stratigraphy and structure of the Mount Selwyn area, Rocky Mountains, northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 85-28, 34 p.
Mountjoy, E.W.
1962: Mount Robson (southeast) map-area; Geological Survey of Canada, Paper 61-31, 114 p.
1970: Geology of the Main Ranges between Tete Jaune Cache and Jasper; in Field Conference Guide Book, Edmonton Geological Society.
Narbonne, G.M., Hofmann, H.J., and Aitken, J.D.
1985: Precambrian-Cambrian boundary sequence, Wernecke Mountains, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 603-608.
Norris, D.K.
1981a: Geology, Herschel Island and Demarcation Point, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 1514A.
1981b: Geology, Blow River and Davidson Mountains, Yukon Territory-District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Map 1516A.
1981c: Porcupine River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 1522A.
1982: Snake River, Yukon-Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1529A.
1984: Post-Valanginian restructuring of the northern Cordillera and contiguous Canada Basin; in Abstracts with Programs 1984, 80th Annual Meeting Cordilleran Section Geological Society of America, Anchorage, v. 16, no. 5, p. 326.
Pell, J.
1984: Stratigraphy, structure and metamorphism of Hadrynian strata in the southeastern Cariboo Mountains, B.C.; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta.
Pell, J. and Simony, P.S.
1984: Stratigraphy of the Hadrynian Kaza Group between the Azure and North Thompson rivers, Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 95-98.
1987: New correlations of Hadrynian strata, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 302-313.
Poulton, T.P. and Simony, P.S.
1980: Stratigraphy, sedimentology and regional correlation of the Horsethief Creek Group (Hadrynian, late Precambrian) in the northern Purcell and Selkirk Mountains, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1708-1724.
Raeside, R.P. and Simony, P.S.
1983: Stratigraphy and deformational history of the Scrip Nappe, Monashee Mountains, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 639-650.
Reed, B.L.
1968: Geology of the Lake Peters Area northeastern Brooks Range, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1236.
Reesor, J.E.
1973: Geology of the Lardeau map-area, east half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 369.
Roots, C.F.
1983: Mount Harper Complex, Yukon; early Paleozoic volcanism at the margin of the Mackenzie Platform; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 423-427.
Roots, E.F.
1954: Geology and mineral deposits of Aiken Lake map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 274.
Schiarizza, P. and Preto, V.A.
1984: Geology of the Adams Plateau-Clearwater Area; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map 56.
Slind, O.L. and Perkins, G.D.
1966: Lower Paleozoic and Proterozoic sediments of the Rocky Mountains between Jasper, Alberta and Pine River, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, no. 4, p. 442-468.
Stelck, C.R., Burwash, R.A., and Stelck, D.R.
1978: The Vreeland High: a Cordilleran expression of the Peace River Arch; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 87-104.
Stewart, J.N.
1972: Initial deposits of the Cordilleran geosyncline: Evidence for a late Precambrian (850 m.y.) continental separation; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1345-1360.
Stott, D.F., McMechan, M.E., Taylor, G.C., and Muller, J.E.
1983: Geology, Pine Pass (Mackenzie), British Columbia (93O); Geological Survey of Canada, Open File 925.
Struik, L.C.
1986: Imbricated terranes of the Cariboo gold belt with correlations and implications for tectonics in southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1047-1061.
Teitz, M. and Mountjoy, E.W.
1985: The Yellowhead and Astoria carbonate platforms in the Late Proterozoic Miette Group, Jasper, Alberta; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 341-348.
Yeo, G.M.
1981: The Late Proterozoic Rapitan glaciation in the northern Cordillera; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 25-46.
Young, G.M.
1982: The late Proterozoic Tindir Group, east-central Alaska: Evolution of a continental margin; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 759-783.

Adresse des auteurs

H. Gabrielse
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

R.B. Campbell
1760 Forest Park Drive
Sidney, British Columbia
V8L 4A6

ADDENDA

Plusieurs rapports importants traitant de la succession du Protérozoïque terminal de la Cordillère septentrionale ont été publiés depuis la rédaction du manuscrit de ce chapitre. Ils apportent des éléments d'information nouveaux sur la composition et l'extension stratigraphique des fossiles édiacariens dans la région, de même que sur les dépôts d'une glaciation postérieure au Groupe de Rapitan.

RÉFÉRENCES:

Aitken, J.D.

in press (a): Two Late Proterozoic glaciations, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada; Geology, v. 19 (1991).

in press (b): The Ice Brook Formation and post-Rapitan, Late Proterozoic glaciation, Mackenzie Mountains, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Bulletin 404.

Hofmann, H.J., Narbonne, G.M., and Aitken, J.D.

1990: Ediacaran remains from intertillite beds in northwestern Canada; Geology, v. 18, p. 1199-1202.

Narbonne, G.M., and Aitken, J.D.

1990: Ediacaran fossils from the Sekwi Brook area, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Paleontology, v. 33, Part 4, p. 945-980.

Imprimé au Canada

Chapitre 7

ASSEMBLAGES DU CAMBRIEN AU DÉVONIEN MOYEN

Résumé
Introduction
Assemblages du Cambrien
W.H. Fritz
Biostratigraphie
Série placentienne du Cambrien inférieur
Série waucobienne du Cambrien inférieur
Série du Cambrien moyen
Série du Cambrien supérieur
Assemblages de l'Ordovicien et du Silurien
M.P. Cecile et *B.S. Norford* (avec la contribution de *J.O. Wheeler*, *H. Gabrielse* et *G.E. Gehrels* en ce qui concerne les terranes de la Cordillère)
Miogéoclinal du protocontinent nord-américain
Terranes de la Cordillère
Terrane de Cassiar
Terrane de Kootenay
Terranes accrétés
Roches volcaniques et intrusives
Zonation biostratigraphique
Assemblages du Dévonien inférieur et moyen
D.W. Morrow et *H.H.J. Geldsetzer* (avec la contribution de *H. Gabrielse* en ce qui concerne les terranes de la Cordillère)
Miogéoclinal du protocontinent nord-amériacin
Principales subdivisions stratigraphiques
Séquence de Delorme (Gédinnien-Siegénien)
Séquence de Bear Rock-Stone (Emsien-Eifélien précoce)
Séquence de Hume-Dunedin (Eifélien tardif-Givétien précoce)
Terranes de la Cordillère
Terranes déplacés de l'Amérique du Nord : le terrane de Cassiar
Terrane de Kootenay
Terranes accrétés
Références

Chapitre 7

ASSEMBLAGES DU CAMBRIEN AU DÉVONIEN MOYEN

W.H. Fritz, M.P. Cecile, B.S. Norford, D. Morrow et H.H.J. Geldsetzer

RÉSUMÉ

H. Gabrielse

Les strates du miogéoclinal du Cambrien inférieur au Dévonien moyen se sont déposées le long de la marge passive de l'ouest du protocontinent nord-américain, qui s'est formée par suite de l'épisode de distension continentale (rifting) du Protérozoïque tardif. Localement, des faciès sédimentaires inhabituels, des épaisseurs anomales et la présence, dans tous les systèmes, de roches volcaniques en faible abondance suggèrent des épisodes de distension répétés. Le prisme sédimentaire du miogéoclinal s'épaissit fortement à l'ouest des charnières, dont la position varie légèrement d'une unité lithostratigraphique à l'autre. Plus à l'ouest, d'épaisses séquences de roches carbonatées passent brusquement à des strates argileuses beaucoup plus minces, reflètant peut-être un épisode de sédimentation sur une croûte continentale nettement amincie. Ainsi, les principales caractéristiques des roches du Cambrien inférieur-Dévonien moyen du miogéoclinal peuvent être attribuées à l'interaction complexe de la distension continentale, de l'amincissement de la croûte, de la dérive, de la subsidence thermique, et des flexures ayant affecté la marge ouest du continent. Des roches d'âge similaire, en partie d'origine volcanique, situées principalement dans le terrane d'Alexander et accessoirement dans plusieurs autres terranes, semblent présenter des affinités avec un milieu d'arc insulaire et peut-être aussi avec le miogéoclinal.

Le Système cambrien de la Cordillère peut être subdivisé en quatre séries: le Placentien et le Waucobien du Cambrien inférieur, le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur. La Série placentienne diffère nettement des trois autres par la prédominance de sédiments clastiques. De toute évidence, la sédimentation a eu lieu dans des milieux de diverses profondeurs et dans des eaux relativement froides, puisqu'aucun volume carbonaté important n'est présent. Le shale et le siltstone de faciès de bassin du Placentien se sont probablement accumulés dans le bassin de British-Barn, et existent dans une grande partie du bassin de Selwyn. Les deux bassins étaient séparés par la paléoplate-forme du Yukon, qui ne possède pas de strates équivalentes et qui était probablement émergée au Cambrien précoce. Un quartzite d'eau peu profonde borde la marge nord-est du bassin de Selwyn, mais est peu représenté ou même absent dans le sud-est de ce bassin ainsi que le long de la marge orientale du bassin de Kechika. Les couches abondantes de quartzite d'eau peu profonde ont comblé le bassin de Robson, tandis qu'un grès fin et un siltstone se sont déposés sur la plate-forme de Cassiar. Les strates de la plate-forme de Cassiar ressemblent à celles du même âge dans le bassin de Selwyn. Le quartzite et quelques roches vertes associées se sont accumulés dans le bassin de Columbia.

La limite entre les séries placentienne et waucobienne est marquée par une augmentation brusque des carbonates et des fossiles coquilliers, ce qui suggère le début de l'établissement des conditions plus chaudes qui ont régné pendant la majeure partie de la Période cambrienne. La limite coïncide avec celle séparant les zones à *Fallotaspis* et *Nevadella*. Elle se trouve aussi près du sommet de l'hémicycle le plus bas de trois grands cycles (couples de faciès sédimentaires clastiques-carbonatés) qui comprend les deux séries les plus basses du Cambrien. Ces deux séries représentent une importante transgression, qui a atteint son maximum immédiatement avant la fin du Cambrien précoce.

Les carbonates du Waucobien sont abondants dans le nord-est du bassin de Selwyn, sur les plates-formes du Yukon et de Cassiar, dans une partie du bassin de Robson, et dans la partie nord-ouest du bassin de Columbia. Leur présence est essentielle pour identifier les deux grands cycles et l'hémicycle supérieurs du Cambrien inférieur. Les roches clastiques provenant de la plate-forme du Mackenzie ont été piégées dans la cuvette de Richardson, permettant ainsi le dépôt de carbonates purs de couleur blanchâtre plus à l'ouest sur la plate-forme du Yukon. Des carbonates semblables présents sur la plate-forme de Cassiar se sont peut-être accumulés dans les mêmes conditions. Un shale de faciès de bassin du Waucobien, accompagné de quelques roches volcaniques, a comblé le bassin de British-Barn et une grande partie du bassin de Selwyn, où il est localement associé à des basaltes, ainsi qu'une partie du bassin de Kechika septentrional. Le bassin de Columbia est dominé par un mélange de quartzite, de silstone et de carbonates, excepté à son extrémité nord-ouest où n'apparaissent que les carbonates.

Une disconformité régionale sépare les strates du Cambrien inférieur des strates du Cambrien moyen. Cette disconformité indique une régression suivie d'une phase de transgression initialement lente, mais à rythme progressif. Ce schéma a localement été interrompu par le

morcellement en blocs synsédimentaire dans l'est du bassin de Kechika, le nord-est du bassin de Selwyn et la partie sud-est de la plate-forme du Yukon. Un shale sombre et un calcaire en plaquettes de talus et de bassin du Cambrien moyen dominent dans le bassin de British-Barn (?), la cuvette de Richardson, la majeure partie du bassin de Selwyn, la majeure partie du bassin de Kechika, la plate-forme de Cassiar (?) et le bassin de Columbia. L'extension latérale initiale d'une étroite bordure de carbonates d'eau peu profonde, localement préservés le long de la marge nord-est du bassin de Selwyn et dans la partie nord-est du bassin de Kechika, et partiellement éliminés par l'érosion postcambrienne, est inconnue. Une succession de roches carbonatées d'eau peu profonde a occupé le sud-est du bassin de Kechika et le bassin de Robson. Quatre grands cycles ont été reconnus dans cette dernière région, où des hémicycles de roches carbonatées se terminent brusquement en direction du bassin, contre des dépôts principalement clastiques. La plate-forme du Yukon a probablement été exposée à la fin du Cambrien moyen.

Les strates du Cambrien supérieur sont étendues, mais les limites des faciès se sont déplacées plus rapidement que lors des époques antérieures. Un shale de faciès de bassin de couleur gris sombre à noir et un calcaire en plaquettes occupent le bassin de British-Barn (?), la cuvette de Richardson, le nord-nord-est du bassin de Selwyn, la partie médiane du bassin de Kechika et la plate-forme de Cassiar (?). Un shale gris moyen interstratifié de calcaire en plaquettes, caractérisé par une teneur élevée en éléments clastiques, surmonte en discordance les parties sud-sud-est et sud-ouest du bassin de Selwyn et se prolonge dans le bassin de Kechika et dans une petite partie du bassin de Robson près du sillon des Rocheuses. Les shales et calcaires de faciès de bassin se sont déposés dans le bassin de Columbia, mais les strates de cette région n'ont été datées que dans un seul secteur. Dans l'ensemble de la Cordillère canadienne, le shale gris sombre et le calcaire en plaquettes contiennent des brèches de glissement synsédimentaire (brèches de slump) dans des milieux de talus. Ces brèches ne sont pas présentes dans les strates équivalentes de couleur gris moyen contenant une teneur plus élevée en éléments clastiques. Sur la plate-forme du Yukon, des carbonates purs de plate-forme, s'échelonnant du milieu du Cambrien tardif au Dévonien, surmontent les strates de composition variable, du Cambrien, limitées par des discordances. Des carbonates cratoniques moyennement purs, déposés sur la plate-forme de Mackenzie, se prolongent jusqu'à la bordure nord-est de la cuvette de Richardson, et le long d'une partie de la marge nord-est du bassin adjacent de Selwyn. Le long de la marge sud-est du bassin de Selwyn et du bassin de Kechika, ces strates ont été enlevées par l'érosion survenue à l'Ordovicien précoce. Dans le bassin de Robson, les hémicycles de roches carbonatées du Cambrien supérieur, contrairement aux hémicycles semblables du Cambrien moyen, se prolongent dans le faciès de roches clastiques de bassin en raison de la plus faible profondeur d'eau.

Les strates ordoviciennes et siluriennes du miogéoclinal se sont accumulées dans des milieux sédimentaires de même type que ceux qui s'étaient établis à la fin du Cambrien précoce. De vastes plates-formes carbonatées étaient bordées à l'ouest par des bassins, des cuvettes et des rentrants, dans lesquels se sont déposés des faciès d'eau plus profonde. Les régressions des mers épicontinentales ont provoqué l'érosion périodique de vastes régions du craton, mais l'absence générale de roches silicoclastiques dans les carbonates de plate-forme témoigne d'un relief cratonique faible. Il existe des exceptions dans le centre et le sud de la Cordillère, où les carbonates de plate-forme contiennent des quantités significatives de débris silicoclastiques probablement dérivés de l'arche de Peace River.

Sur les arches nord du miogéoclinal, les bassins et rentrants ont pu se développer par suite de la distension crustale survenue au Paléozoïque précoce entre la région de la Cordillère et la région innuitienne. La dépression de Liard, zone de dépôt maximal inexistante au Cambrien, contient plus de 5 500 m de strates de l'Ordovicien-Dévonien moyen, qui se sont peut-être accumulées dans un milieu de rift.

Sur la plate-forme de Mackenzie, les strates carbonatées de l'Ordovicien et du Silurien se subdivisent en trois cycles de transgression-régression respectivement désignés par les termes de «séquence supérieure de Sauk», «séquence de Tippecanoe» et «séquence inférieure de Kaskakia». Des strates semblables sont préservées sur les plates-formes proches, bien que l'expansion des milieux de cuvette intermédiaires ait modifié la stratigraphie, de sorte que les faciès de bassin recouvrent localement les carbonates de plate-forme.

Les bassins et rentrants de la plate-forme et de la marge de la plate-forme ont été le site d'une sédimentation variée, caractérisée par la présence de calcaire argileux, de shale calcareux, de siltstone et de chert. La cuvette de Richardson, qui s'est peut-être développée sous forme d'un aulacogène à la fin du Cambrien précoce, est demeurée un bassin à dépôt maximal jusqu'au Dévonien moyen. Les rentrants de Misty Creek, de Meilleur River et de Prairie Creek représentent des prolongements du bassin de Selwyn à l'intérieur de la plate-forme qui remontent à la fin du Cambrien précoce, à l'Ordovicien précoce et au Silurien tardif respectivement. Le rentrant de Misty Creek était un bassin de rift distinct, dont la bordure sud a été le site d'un épisode de volcanisme, à l'Ordovicien moyen et du Silurien tardif au Dévonien moyen; à cet endroit, des roches volcanoclastiques et des coulées basaltiques alcalines formaient des langues dans les sédiments de faciès de bassin du rentrant. Au sud, plusieurs centres d'éruption datant du Précambrien tardif au Dévonien, de composition mafique et alcaline, existent dans l'ensemble du bassin de Selwyn, en particulier à proximité de la bordure des plates-formes carbonatées adjacentes. De l'Ordovicien moyen au Silurien tardif, la marge orientale du bassin de Kechika était une zone de transition brusque, marquant le passage d'une sédimentation de bassin à une sédimentation de plate-forme; les sédiments associés se composent de brèches, conglomérats et coulées de débris d'avant-talus, dont certains sont entièrement composés de roches dérivées de la plate-forme de MacDonald adjacente.

Dans le bassin de Robson, les strates de l'Ordovicien et du Silurien apparaissent de façon discontinue au-dessous de la discordance subdévonienne. Seules les strates de l'Ordovicien inférieur sont préservées au nord, tandis que dans la partie sud du bassin, les faciès de bassin du Cambrien supérieur au Silurien inférieur se sont accumulés avant et après l'empiétement sur les carbonates de plate-forme, survenu entre la fin de l'Ordovicien moyen et le

Silurien précoce. Les mêmes cycles apparaissent sur les plates-formes adjacentes de MacDonald, Kakwa et Bow, mais de façon moins claire et complète.

Les strates du Dévonien inférieur et moyen sont présentes sur de grandes étendues dans le Domaine de l'avant-pays septentrional, tandis qu'au sud, elles ne sont préservées que localement au-dessous de la discordance subdévonienne. Comme dans les successions plus anciennes, elles s'épaississent vers l'ouest, puis s'amincissent brusquement lorsqu'elles passent des faciès à prédominance de carbonates de plate-forme et de plate-forme continentale à des faciès de bassin constitués de shale fin, de calcaire argileux et de chert.

Les strates du miogéoclinal du Dévonien sont subdivisées en quatre séquences: séquences de Delorme (Gédinnien à Siegénien), de Bear Rock-Stone (Emsien), de Hume-Dunedin (Eifélien) et de Fairholme (Givétien-Frasnien). La majeure partie de la dernière séquence est décrite au chapitre 8. Ces séquences sont séparées par des discontinuités, le long desquelles les relations tectonostratigraphiques déduites se modifient de façon significative. La séquence de Delorme témoigne d'une vaste transgression qui succède à la régression et à l'érosion survenues au Silurien tardif. Des carbonates arénacés se sont tout d'abord accumulés sur des portions de la plate-forme de Mackenzie, et plus tard sur la plate-forme continentale de MacDonald et sur la plate-forme d'Ogilvie, tandis que du shale et du calcaire argileux ont continué à se déposer dans le bassin de Selwyn et dans les cuvettes de Blackstone et de Richardson. Du Gédinnien jusqu'au tout début du Siegénien, les évaporites de la séquence de Delorme se sont accumulées dans des bassins de plate-forme cratonique largement séparés les uns des autres, comme le bassin de Root et le promontoire de Godlin.

La séquence de Bear Rock-Stone témoigne d'une inondation marine en deux phases, ayant affecté les secteurs du miogéoclinal septentrional soumis à une exposition subaérienne à la toute fin de l'accumulation de la séquence de Delorme. Pendant tout l'Emsien et l'Eifélien précoce, les régions de la plate-forme continentale étaient moins mobiles, donc les variations locales d'épaisseur de la séquence de Bear-Stone sont moins importantes que celles de la séquence de Delorme, sauf là où la transgression a affecté des hauteurs paléogéographiques antérieurement exposées. Durant la phase de l'Emsien, s'est déposé un carbonate pur sur les plates-formes continentales de Mackenzie et de MacDonald, et dans le bassin de Root, qui en majeure partie a cessé d'être une zone de dépôt maximal pour les sédiments de bassin; la sédimentation évaporitique s'est étendue dans la partie orientale des plates-formes continentales et plates-formes adjacentes. Une sédimentation hémipélagique s'est poursuivie dans le rentrant de Prairie Creek et dans le bassin de Selwyn. Dans le nord du bassin de Selwyn, un shale gris sombre et un calcaire sont localement interstratifiés avec des roches volcanoclastiques provenant de centres volcaniques situés le long de la bordure sud du rentrant de Misty Creek. La cuvette de Richardson a rétabli le lien entre le bassin de Selwyn et les passages marins septentrionaux, séparant ainsi la plate-forme de Porcupine de la plate-forme de Peel. La seconde phase a commencé après un bref intervalle de régression survenu à l'Eifélien précoce; à cette époque, les milieux d'eau profonde à l'ouest se sont étendus à certaines parties des plates-formes adjacentes. Un wackestone et un packstone calcaires à pellets se sont accumulés sur les portions occidentales des plates-formes de Mackenzie et de Peel, tandis qu'à la bordure de la plate-forme de MacDonald et dans le sud du bassin de Selwyn, s'est accumulé un calcaire récifal à crinoïdes. Le dépôt de la séquence de Bear Rock-Stone s'est terminé par une régression étendue où la mer s'est retirée des plates-formes.

La séquence de Hume-Dunedin s'est formée durant une transgression d'extension régionale, beaucoup plus étendue que les transgressions précédentes du Dévonien précoce. Le bassin d'Elk Point et le rentrant de Golden se sont développés en même temps, et un grand nombre des entités paléotopographiques qui avaient régi la sédimentation dans le miogéoclinal septentrional n'ont plus exercé d'influence notable. Sur les plates-formes de Peel, de Mackenzie et de MacDonald, les carbonates fossilifères et argileux de milieu marin à circulation libre, de même que les carbonates subtidaux à supratidaux passent vers l'ouest à une interstratification de calcaire et de shale d'eau plus profonde dans le bassin de Selwyn. À l'Eifélien tardif, des dépôts évaporitiques d'eau peu profonde, se sont accumulés à l'extrémité sud du rentrant de Golden. Une source à l'ouest, ayant fourni les éléments constitutifs des strates datant de l'Eifélien et du Givétien précoce, dans le centre et le nord du rentrant de Golden, est suggérée par la présence de roches clastiques qui deviennent plus grossières en direction de la masse continentale de Purcell. Au Givétien précoce, les plates-formes de Peel, de Mackenzie et de MacDonald sont devenues des milieux de dépôt de shale d'eau profonde, bordés à l'est par des dépôts de talus carbonatés de progradation et par des barrières récifales. Le dépôt de la séquence de Hume-Dunedin s'est terminé par une régression étendue, au cours de laquelle le dépôt de carbonates de plate-forme a fait place soudainement à une sédimentation clastique associée au rifting le long de la marge occidentale du craton. Dans le miogéosynclinal méridional, la sédimentation carbonatée a repris à la suite du dépôt du biseau d'aggradation de Taghanic (Taghanic Onlap) (voir chapitre 8).

Dans la Cordillère occidentale, les strates du Paléozoïque inférieur et moyen sont présentes principalement dans les terranes de Cassiar, Kootenay et Alexander. Dans le terrane de Cassiar, les roches du Cambrien au Dévonien proviennent d'un milieu de miogéoclinal, tandis que celles du terrane de Kootenay ressemblent aux strates chronologiquement équivalentes du protocontinent nord-américain, et en diffèrent aussi par certains détails. Des strates volcaniques d'arc et des strates clastiques et carbonatées sont présentes dans l'ensemble du terrane d'Alexander, où, dans la partie sud-est de l'Alaska, elles sont associées à un conglomérat polymicte, résultant de l'orogenèse de Klakas, absent dans le secteur canadien du terrane. Des séquences de roches clastiques, carbonatées et volcaniques remontant au Dévonien précoce existent localement dans la Quesnellie, et possiblement dans la Stikinie. Dans la Wrangellie, la partie inférieure d'une épaisse succession volcanoclastique et épiclastique renferme des strates du Dévonien et de périodes plus anciennes.

INTRODUCTION

Le présent chapitre porte principalement sur les assemblages de l'intervalle Cambrien-Dévonien moyen du miogéoclinal du protocontinent nord-américain, ainsi que des terranes péricratoniques et déplacés circonvoisins. Les strates de cet intervalle qui se trouvent dans les terranes accrétés seront discutées brièvement. Comme dans les autres chapitres relatifs aux assemblages, les unités stratigraphiques sont identifiées, avec l'assemblage tectonique correspondant, dans la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712 A, en pochette).

Le Système cambrien du miogéoclinal est considéré ici du point de vue de sa zonation biostratigraphique, et dans les endroits où cela est possible, de son caractère cyclique étendu. Ses faciès sont apparentés aux domaines détritiques interne, median et externe, qui ont été reconnus sur la bordure du craton nord-américain. Les strates cambriennes du terrane de Cassiar, un fragment déplacé du miogéoclinal, sont désignées par le terme de «plate-forme de Cassiar», et celles du terrane de Porcupine et du terrane de l'Alaska arctique, dans le nord du Yukon, sont discutées dans la section intitulée «Bassin de British-Barn» et incluses dans le miogéoclinal, en attendant qu'on en ait établi le vrai cadre paléogéographique. Étant donné qu'une grande partie des données sur la stratigraphie du Cambrien n'ont pas encore fait l'objet d'une synthèse, et que la littérature à ce sujet n'est pas facile à obtenir, le Système cambrien est examiné plus en détails que les systèmes ultérieurs du Paléozoïque.

Contrairement aux descriptions comparativement détaillées du Système cambrien, les successions de l'Ordovicien au Dévonien moyen sont traitées de façon plus générale et largement interprétative. Ces dernières sont décrites par rapport à leur milieu paléogéographique (p. ex. plates-formes, bassins, rentrants, etc.), et en termes de séquences largement assimilables à la totalité ou à des portions des séquences de Sauk, Tippecanoe et Kaskaskia. De nombreuses entités paléogéographiques dont l'évolution a été complexe, en partie dans le nord du miogéoclinal, ont déterminé de façon significative la distribution des faciès et les variations d'épaisseur des strates de l'Ordovicien au Dévonien moyen, tandis que durant le Cambrien, ces entités ont été moins nombreuses, en particulier dans les régions des plates-formes.

Dans une certaine mesure, l'emploi des termes paléogéographiques reflète les préférences des auteurs. Dans certains cas, des noms différents ont été attribués aux mêmes entités paléogéographiques ou paléotectoniques dans les trois sections du présent chapitre. Autrement, les coordonnateurs ont imposé une terminologie uniforme dont ils assument la responsabilité. Certaines entités paléotectoniques de valeur contestable ont été retenues, parce qu'elles étaient utilisées depuis longtemps. Les coordonnateurs n'ont pas cherché à définir des termes tel que «cuvette», «bassin», «plate-forme», «miogéoclinal», etc., estimant qu'ils étaient suffisamment explicites.

ASSEMBLAGES DU CAMBRIEN

W.H. Fritz

Le meilleur rapport connu sur le Système cambrien de la Cordillère canadienne découle de certaines études effectuées dans les Rocheuses du Sud. Walcott (1912a, 1928, etc.) a décrit de nombreuses formations et de nombreux fossiles de cette région, y compris les remarquables organismes à corps mou présents dans le Shale de Burgess. La stratigraphie de Walcott a été retravaillée par Burling (1923, 1955), Deiss (1939, 1940), Rasetti (1951), North et Henderson (1954), et Aitken et Greggs (1967). Ces études ont révélé que la succession du Cambrien moyen et supérieur se composait d'épais intervalles de shale alternant avec d'épais intervalles de carbonates principalement non fossilifères, dont chacun a reçu le rang de formation. En 1966, Aitken a mis en évidence le caractère cyclique de cette succession, en couplant les unités de shale et de carbonate de façon à établir huit «grands cycles» présents dans 3 600 m de strates allant du Cambrien moyen à l'Ordovicien moyen. Les grands cycles d'Aitken se trouvent dans un vaste domaine carbonaté médian, que Robison (1960) et Palmer (1960) ont été les premiers à reconnaître dans la région du Great Basin du sud-ouest des États-Unis. Ils ont constaté qu'il bordait autrefois toute la périphérie du craton nord-américain. Le domaine carbonaté médian est bordé par un domaine détritique interne englobant des roches clastiques de couleur claire, dérivées du craton adjacent, et par un domaine détritique externe englobant des roches clastiques plus fines de couleur sombre.

Dans le sud-est des Rocheuses, Rasetti (1951), Ney (1954), Cook (1970, 1975), Fritz (1971) et McIlreath (1977b) ont démontré que les strates du Cambrien moyen du domaine carbonaté médian se terminaient abruptement contre les sédiments du domaine détritique externe. Aitken (1971) a observé un épaississement local ou une «bordure» sur la marge externe, dans le Cambrien moyen du domaine carbonaté médian. Balkwill (1969) a démontré que les carbonates du Cambrien supérieur du domaine carbonaté médian se prolongeaient dans le domaine détritique externe, mais contenaient une proportion plus élevée de roches clastiques.

Zeigler (1969), Douglas et al. (1970) et North (1964, 1971) ont démontré que le domaine détritique interne, le domaine carbonaté médian et le domaine détritique externe apparaissaient de façon discontinue dans l'ensemble de la Cordillère canadienne. Les grands cycles compris entre le Cambrien moyen et l'Ordovicien moyen n'ont pas été reconnus dans la Cordillère canadienne au nord du secteur sud-est des Rocheuses. Fritz (1975) a appliqué la notion de grand cycle aux strates du Cambrien inférieur, et reconnu en totalité ou en partie trois grands cycles dans la Cordillère, entre le Canada et le nord du Mexique. L'hémicycle clastique le plus bas du Cambrien inférieur diffère des hémicycles clastiques plus récents, en ce qu'il est plus épais et contient moins de carbonates. La plus grande épaisseur, l'absence générale de carbonates et l'absence de fossiles coquilliers qui caractérisent ces strates plus anciennes du Cambrien exigeraient qu'elles soient étudiées plus en détail.

Les figures 7-2, 7-6, 7-11 et 7-15 montrent la distribution des affleurements et des faciès dans chacune des quatres grandes divisions du Cambrien.

Dans la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712A, en pochette), les strates miogéoclinales d'âge cambrien du Domaine de l'avant-pays, de même que leurs équivalents déplacés appartenant au terrane de Cassiar dans le Domaine d'Omineca, ont été attribués aux

assemblages de marge continentale passive de Gog, Hyland et de Rocky Mountains. Les exceptions comprennent les roches clastiques du Cambrien moyen du centre nord du Yukon et du nord-est de la Colombie-Britannique (bassin de Kechika); celles-ci ont été définies comme un assemblage de rift non dénommé. Dans l'extrême nord du Yukon, les strates cambriennes des terranes de Porcupine et de l'Alaska arctique ont été intégrées aux assemblages miogéoclinaux du protocontinent nord-américain, bien que leurs corrélations paléogéographiques soient inconnues.

Biostratigraphie

La succession zonale du Cambrien de la Cordillère canadienne (fig. 7-1) présente une lacune significative dans sa partie inférieure, en raison de la rareté des fossiles coquilliers. Traditionnellement, au Canada, la base du Cambrien est tracée au niveau du premier contact d'une formation (ou d'un groupe), au-dessous de la première apparition d'*Olenellus* (Little, 1960). La reconnaissance récente du fait que la première apparition d'*Olenellus* soit située au même niveau que la base de la Zone à *Bonnia-Olenellus* et que deux zones à trilobites soient présentes sous ce niveau (Fritz, 1972), n'ont en rien modifié la limite lithostratigraphique choisie auparavant, située à un niveau beaucoup plus bas.

La limite entre les deux zones situées au-dessous de la Zone à *Olenellus* (zones à *Nevadella* et à *Fallotaspis*) est ici considérée comme la base de la Série waucobienne du Cambrien inférieur, qui surmonte la Série placentienne du Cambrien inférieur. Cette définition de la base du Waucobien est proche de la définition originale mais vague qu'en avait donnée Walcott (1912 b), qui y a reconnu deux coupes contenant chacune le taxon *Nevadia* à proximité des plus basses couches décrites. Dans le présent chapitre, la base du Waucobien coïncide avec la première apparition de *Nevadia*.

La plus basse des séries du Cambrien ici reconnues, la Série placentienne, a récemment été décrite par Landing et al. (1989). Dans le Placentien type, la base de la série coïncide avec la première apparition de l'ichnofossile *Phycodes pedum*, et son sommet avec la base de la Zone à *Callavia*. Comme le Waucobien a été érigé en série dans la province faunique nord-américaine, et le Placentien dans la province faunique acadienne, la corrélation de leurs limites continue à poser des problèmes. Cela dit, la corrélation provisoirement établie entre la Zone à *Nevadella* et la Zone à *Callavia* (Fritz, 1972, p. 6) pourrait être assez proche. Dans le Placentien type, toutes les strates sont situées sous la première apparition des trilobites, et la série est zonée par de petits fossiles coquilliers et ichnofossiles. Dans la Cordillère canadienne, les trilobites sont confinés dans quelques mètres de strates au sommet du Placentien, les petits fossiles coquilliers sont très rares (Nowlan et al., 1985) et la série est définie presque exclusivement par des ichnofossiles.

Le sommet du Cambrien inférieur dans la Cordillère canadienne coïncide avec la plus haute occurrence des trilobites olénellidés (Rasetti, 1951). Les faunes situées juste au-dessus, qui remontent au tout début du Cambrien moyen, sont mal connues, et les corrélations qui en ont été faites n'ont pas été rigoureusement vérifiées.

Figure 7-1. La zonation des trilobites dans la colonne de droite est employée dans la biostratigraphie cambrienne des strates du domaine détritique interne et du domaine carbonaté médian de la Cordillère canadienne. Les étages dont le nom a été abrégé sont le Franconien (Franc.) et le Trempealeau (Tr.). L'emploi de la zonation présentée dans la colonne de gauche a été suggéré par Robison (1984) pour les strates du domaine détritique externe de la province faunique nord-américaine. Cette zonation était une version modifiée de la zonation des agnostoïdés établie par Westergard (1946) pour la province acado-baltique.

La zonation du Cambrien moyen et du Cambrien supérieur utilisée ici (fig. 7-1) est une adaptation de celle décrite par Lochman-Balk et Wilson (1958). Les zones à *Dicanthopyge* et *Prehousia*, que Palmer (1965) a reconnues dans le Great Basin et placées entre les zones à *Aphelaspis* et *Dunderbergia* ajustées, n'ont pas été rajoutées, car elles ne se sont pas encore avérées utiles au Canada. La Zone à *Taenicephalus* a été substituée à la Zone à *Conaspis*, en raison de sa plus grande fréquence (voir Longacre, 1970). La Zone à *Ptychaspis-Prosaukia* est conservée, même si plusieurs doublets de zones (p. ex. zones à *Idahoia* et *Ellipsocephaloides*) permettent ailleurs d'affiner cet intervalle; celles-ci n'ont été reconnues que dans quelques localités au Canada. La Zone à *Missisquoia* a été ajoutée au-dessus de la Zone à *Saukia*; le sommet du Cambrien a ainsi été élevé au niveau qui est actuellement préféré par le Groupe de travail sur la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien (IUGS, ICGP). La base de l'Ordovicien est tracée au niveau de la première apparition de *Symphysurina brevispicata* qui, dans les couches riches en fossiles du Groupe de Cow Head à Terre-Neuve, débute au niveau basal du conodonte *Cordylodus linstromi*, et

légèrement au-dessous de la première apparition du graptolite *Rhabdinopora flabelliforme* (C.R. Barnes, communication personnelle, 1985). Les coupes stratigraphiques où la première apparition de *S. brevispicata* a été relevée par la description d'une succession faunique se trouvent aux localités 18, 40 et 41 de la figure 7-15. Dans le présent chapitre, les auteurs ont délibérément omis les modifications majeures du cadre biostratigraphique nord-américain récemment proposées par Ludvigsen et Westrop (1985). L'un des nouveaux étages qu'ils proposent (voir aussi Westrop, 1986) est basé sur la présence des fossiles trouvés dans une localité des Rocheuses du Sud canadiennes (fig. 7-15, loc. 40).

Les zones apparaissant à la figure 7-1 devront être modifiées et détaillées, la variation faunique d'un domaine sédimentaire à l'autre étant trop importante pour que l'on puisse établir une corrélation satisfaisante (Stitt, 1971). Lochman-Balk et Wilson (1958) ont mis en évidence ce problème, en montrant l'extension stratigraphique différente de certains genres dans différents secteurs de leurs milieux de plate-forme continentale peu profonde et d'eau plus profonde. Les deux milieux de ces auteurs coïncident respectivement avec le domaine détritique interne et le domaine carbonaté médian. Leur zonation dans un troisième milieu, celui d'un bassin euxinique, ne peut cependant être utilisée comme on l'avait escompté. Elle a été établie sur le modèle de la Province acado-baltique, à une époque où l'on ne saisissait pas encore toute la dimension de la tectonique des plaques. On croyait à l'époque que cette province représentait les faunes d'eau plus profonde de la Province faunique nord-américaine. Cependant, Robison (1984) a démontré qu'il était possible d'utiliser certaines zones d'agnostoïdés acado-baltiques à l'intérieur du domaine détritique externe de l'Amérique du Nord. Toutes ces zones se situent dans la partie supérieure du Cambrien moyen (fig. 7-1).

À l'aide des agnostoïdés, Daily et Jago (1975) et Robison (1984) ont montré que la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur, dans la province faunique nord-américaine, se situait au-dessous de la limite employée dans la province acado-baltique classique, comprise entre les zones à *Lejopyge laevigata* et *Agnostus pisiformis*. Dans la province faunique nord-américaine, la limite a été définie comme la base de la Zone à *Cedaria*; c'est elle qui sera utilisée ici.

Série placentienne du Cambrien inférieur

Bassin de British-Barn

Dans les monts Barn (fig. 7-2, loc. 1) et les collines Buckland (80 km au nord-ouest), des roches clastiques du Cambrien (datées approximativement) sont surmontées de chert ordovicien et d'argilite silurienne. La succession cambrienne se compose d'argilites grises, marron et vertes, de quartzite interstratifié et d'un peu de calcaire. Dans les deux régions, l'ichnofossile *Oldhamia*, associé aux faciès de bassin du Cambrien précoce, a été identifié (Cecile, 1988; Lane et Cecile, 1989), mais personne n'a cherché à distinguer parmi ces strates une série placentienne ou waucobienne.

Du côté canadien de la frontière entre le Yukon et l'Alaska, deux unités cartographiques des monts British (fig. 7-2, loc. 2) ont été placées dans le Cambrien (Norris, 1976, p. 457). L'unité supérieure, constituée d'agglomérat, de calcaire et de coulées mafiques, semble se prolonger jusqu'en Alaska, où elle renferme des fossiles du Cambrien tardif et le trilobite cf. *Olenellus praenuntius* Cowie du Cambrien précoce (Palmer dans Dutro et al., 1972). L'unité inférieure se compose d'argilite gris foncé (150 m), et nul fossile n'y a été trouvé. Elle semble reposer en discordance sur la Formation de Neruokpuk. Si elles étaient présentes, les strates placentiennes seraient situées sous l'horizon contenant le fossile cf. *O. praenuntius* et probablement aussi sous l'unité d'argilite gris foncé, laquelle unité recouvre un siltstone et un grès calcareux contenant des échinodermes dans des affleurements situés à proximité, en Alaska (Reiser et al., 1980). Malgré la discordance présente à son sommet, la Formation de Neruokpuk pourrait ne pas contenir de strates placentiennes.

Plate-forme du Yukon et cuvette de Richardson

Il n'existe sur la plate-forme du Yukon ou dans la cuvette de Richardson aucune strate placentienne du Cambrien inférieur. Sur la marge nord-est du bassin de Selwyn (fig. 7-2, loc. 3 à 5), les strates du Protérozoïque supérieur et du Placentien s'amincissent et renferment des disconformités à mesure qu'elles se rapprochent de la plate-forme du Yukon. Étant donné que ces strates contiennent des roches clastiques fines, il est probable que la plate-forme du Yukon adjacente émergeait légèrement au début du Cambrien précoce. Les relations régionales suggèrent que la plate-forme du Yukon et la cuvette de Richardson faisaient partie à l'origine de la plate-forme de Mackenzie, et qu'elles n'ont pu se développer individuellement qu'à la fin du Cambrien précoce (durant l'intervalle de temps représenté par la Zone à *Bonnia-Olenellus*).

Bassin de Selwyn

Près de la marge orientale du bassin de Selwyn, les carbonates du Protérozoïque supérieur de la Formation de Risky (Assemblage de Gog, voir la carte 1712 A) aident à localiser la base du Système cambrien (fig. 7-3). Cette formation se situe à une faible distance au-dessous de la base du Cambrien, et a été corrélée avec le membre intermédiaire de la Formation de Backbone Ranges, et provisoirement corrélée avec les carbonates du sommet de la Formation de Yusezyu (Fritz et al., 1983). La Formation de Risky surmonte des strates précambriennes contenant des fossiles de la faune édiacarienne dans le nord du bassin de Selwyn (fig. 7-2, loc. 3-6 et 10), et elle est à son tour surmontée par des roches sommitales du Placentien contenant une faune coquillière appartenant à la Zone à *Anabarites-Circotheca-Protohertzina* (fig. 7-2, loc. 5). La présence étendue du carbonate de la Formation de Risky suggère un certain degré de stabilité au Précambrien tardif. Une brèche karstique(?) ainsi que des disconformités mineures que l'on présume se trouver au sommet de la Formation de Risky dans plusieurs régions, indique qu'il s'est produit un léger soulèvement immédiatement avant le Cambrien. La brèche karstique(?) de la Formation de Risky, dans la partie nord du bassin de Selwyn, près de la localité 6 (fig. 7-2), contient le gisement de zinc de Goz Creek (1,75 million de tonnes métriques prouvées, voir Reeve, 1977).

Figure 7-2. Distribution des affleurements de la partie inférieure du Cambrien inférieur et des localités et faciès placentiens. Les affleurements importants sont numérotés et les chiffres renvoient à des auteurs dans la liste des références. Les coupes stratigraphiques pertinentes dressées par les auteurs sont mentionnées à la suite du nom de ceux-ci où sont indiqués entre parenthèses les initiales du nom de la coupe ou le numéro qui leur a été assigné. Si les initiales ou le numéro sont absents, est alors mentionné le numéro de la page dans laquelle apparaît la description de l'auteur.

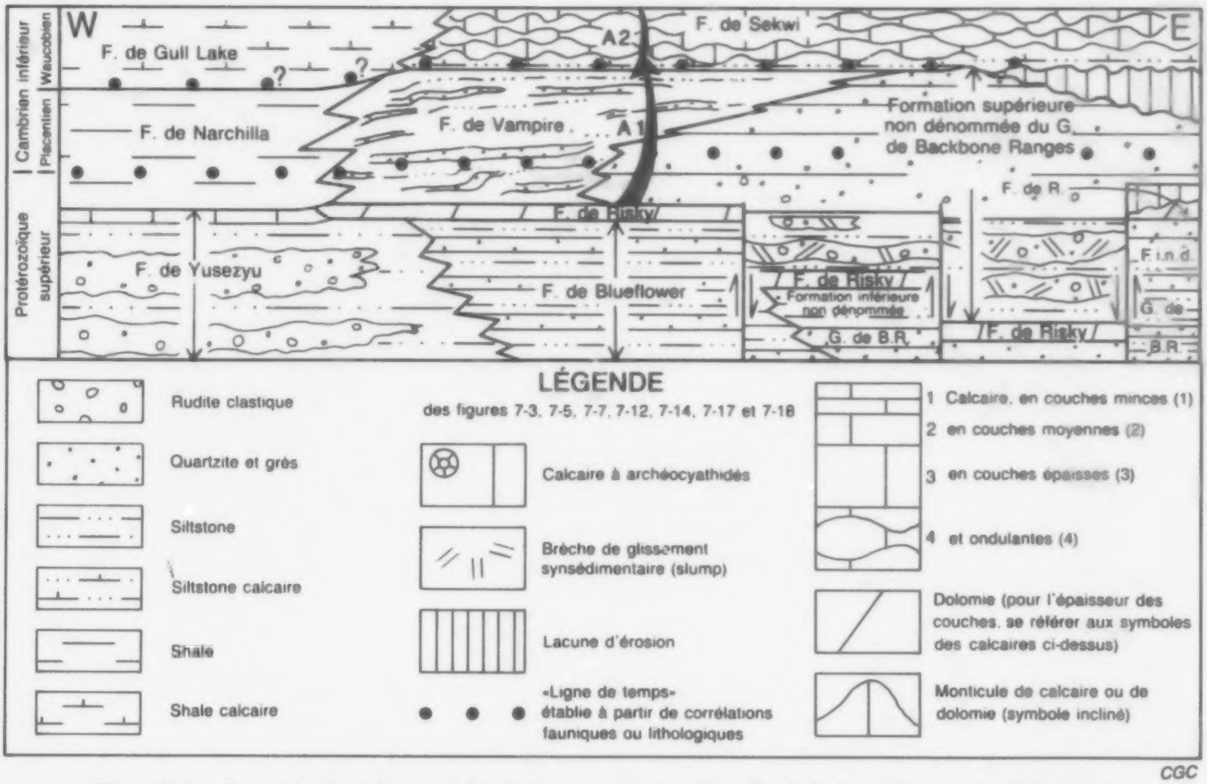


Figure 7-3. Coupe stratigraphique schématique montrant les relations latérales des strates du Protérozoïque supérieur et du Cambrien inférieur dans la partie nord-est du bassin de Selwyn. Les effets du morcellement par failles qui a affecté la plate-forme au Protérozoïque terminal (après le dépôt de la Formation de Risky) sont représentés dans la partie inférieure droite de la figure. Les alignements inférieur et supérieur de cercles pleins situent à peu près la base et le sommet de la Série placentienne du Cambrien inférieur respectivement. La Formation de Risky est une unité anciennement appelée «membre intermédiaire de la Formation de Backbone Ranges» (Gabrielse et al., 1973). Le grand cycle (hémicycles A1, A2, flèches) a été défini par Fritz (1975).

Au-dessus de la Formation de Risky, se trouve une épaisse succession de strates du Protérozoïque et du Placentien, qui peut être divisée en trois unités cartographiques régionales. À l'est, sur la marge occidentale de la plate-forme de Mackenzie et dans le bassin de Selwyn, se trouve un quartzite de couleur claire de granulométrie fine à grossière, à stratification oblique, localement chenalisé, et contenant de rares ichnofossiles (planche 10). Ces strates appartiennent à la partie supérieure non dénommée (postérieure à la Formation de Risky) de la Formation de Backbone Ranges (fig. 7-4). Au stratotype de la Formation de Backbone Ranges (fig. 7-2, loc. 14) et à la localité 16 située à proximité, les strates non dénommées ont 850 m et 1 740 m d'épaisseur respectivement, ce dernier estimé se rapprochant de l'épaisseur maximale. À la localité 16, un intervalle de 600 m situé immédiatement au-dessus de la Formation de Risky contient un quartzite massif interstratifié avec un siltstone. Le quartzite contient des clastes non triés pouvant atteindre la dimension des cailloux, et des dalles non orientées de siltstone pouvant atteindre 1,5 m de longueur. Les interstrates épaisses représentent peut-être des dépôts d'écoulement en masse, à proximité de failles qui étaient actives immédiatement avant et peut-être durant le Cambrien initial.

L'unité cartographique suivante, en se rapprochant du bassin, est la Formation de Vampire, qui à sa localité type (fig. 7-2, loc. 17) a 930 m d'épaisseur. La Formation de Vampire contient un siltstone gris sombre et un shale interstratifiés avec un quartzite brun clair, à grain très fin. Les ichnofossiles sont fréquents, et d'abondants plis synsédimentaires suggèrent un milieu de talus.

Plus loin, vers le bassin, un shale et un siltstone marron et localement vert pomme constituent la Formation de Narchilla. De fines lamines parallèles suggèrent que la Formation de Narchilla s'est déposée dans un milieu à faible énergie. Les ichnofossiles sont rares, mais *Oldhamia* a été reconnu près du sommet de la formation à la localité 8 (fig. 7-2) et dans des horizons inconnus à la localité 21; *Gordia*, *Palaeophycus* et *Planolites* ont été reconnus près de la base à la localité 19. La Formation de Narchilla a une épaisseur estimée de 300 m près de la marge nord-ouest du bassin de Selwyn (loc. 20) et de 830 m près du milieu du bassin (loc. 19). Un membre local de la Formation de

Figure 7-4. Quartzite typique du sommet du Protérozoïque et du Placentien dans une formation supérieure non dénommée du Groupe de Backbone Ranges. Vue d'un affleurement de la localité 16 (fig. 7-2). Approximativement 1 200 m de strates sont visibles sur la crête, à l'horizon. (Montage-photo tiré de Fritz, 1982). GSC 203775-A,I,J.

Backbone Ranges (entre les loc. 9 et 12), le Membre d'Ingta, est peut-être une langue de la Formation de Narchilla.

Dans le bassin de Selwyn, la distribution de la partie supérieure de la Formation de Backbone Ranges et la distribution de la Formation de Vampire et de la Formation de Narchilla coïncident avec les trois faciès du Placentien apparaissant à la figure 7-2. À l'est, les strates de la partie supérieure de la Formation de Backbone Ranges se sont jadis déposées sur la plate-forme de Mackenzie sur une distance inconnue, mais elles ont été érodées pour la plupart au Paléozoïque précoce. La Formation de Vampire se situe en majeure partie du côté bassin de la Formation de Backbone Ranges et de la marge nord-est du bassin de Selwyn et, de même que les strates sous-jacentes du Protérozoïque supérieur, elle s'amincit en bordure de la plate-forme du Yukon. Dans le nord du bassin de Selwyn, la Formation de Narchilla est juxtaposée à la marge sud-ouest de la plate-forme du Yukon le long de la faille de Dawson, et se termine au sud-ouest contre la faille de Tintina. Ces trois unités se prolongent probablement toutes les trois vers le sud-est dans la partie nord du bassin de Kechika, mais leurs contacts mutuels sont difficiles à suivre, en raison du nombre restreint d'affleurements.

Bassin de Kechika

Les strates du Placentien sont absentes ou d'épaisseur réduite dans le centre ouest de la plate-forme de MacDonald et la partie centrale du bassin de Kechika (fig. 7-2, loc. 25 à 31). À cet endroit, un quartzite du Waucobien repose en discordance sur des strates du Protérozoïque moyen ou supérieur (loc. 25 = 60 m; 26 = 240 m; 27 = 170 m; 28 = 560 m; 29 = 750 m). La base de l'unité n'affleure pas dans deux coupes stratigraphiques situées plus à l'ouest (loc. 30 et 31 > 540 m), mais les affleurements environnants suggèrent que le Cambrien inférieur repose en contact sédimentaire sur des strates du Protérozoïque supérieur.

Aucune strate du Placentien n'a été observée nulle part dans le sud du bassin de Kechika. La base des coupes contenant des strates du Waucobien (fig. 7-2, loc. 34 et 35) n'affleure pas ou est faillée, mais leur situation à proximité de l'arche de Peace River suggère que les strates du Placentien sont minces ou absentes.

La Formation de Narchilla s'étend probablement du bassin de Selwyn jusque dans le nord du bassin de Kechika, où un bioherme à archéocyathidés du Waucobien surmonte le shale marron et vert de la Formation de Narchilla(?) (loc. 24), selon une relation similaire à celle observée dans le bassin de Selwyn (Gordey, 1979). La Formation de Narchilla(?) affleure à l'ouest de la faille de Gundahoo; aucune unité transitionnelle n'a été reconnue à l'est, où le Placentien inférieur est en principe absent. L'apparition soudaine de strates de faciès de bassin du Placentien, à l'ouest de la faille, n'est pas encore comprise; un déplacement dextre a été suggéré par Taylor et Stott (1973).

Plate-forme de Cassiar

Sur la plate-forme de Cassiar (terrane de Cassiar), les strates les mieux connues du Placentien se trouvent à proximité du centre (fig. 7-2, loc. 23 a), où elles sont attribuées à la partie sommitale de la Formation de Stelkuz (190 m), à la Formation de Boya (400 m), et à la partie basale de la Formation de Rosella (1,5 m). À la base de la succession, existe une disconformité mineure, provisoirement considérée comme la limite entre le Précambrien et le Cambrien (Fritz et Crimes, 1985). Au-dessous de cette disconformité, on a observé les ichnofossiles *Didymaulichnus miettensis*, *Neonereites* sp., *Skolithos* sp., et *Taphrhelminthopsis circularis*, et au-dessus, les ichnofossiles *Diplocraterion* sp., *Skolithos* sp., et *Teichichnus* sp.

Il existe une disconformité mineure près du sommet du Placentien, à la localité 23a (fig. 7-2); ailleurs, cette disconformité est également mineure, sinon absente, sauf à la localité 23b, où la Formation de Boya est complètement absente.

La succession du Placentien est constituée de siltstone de couleur gris sombre et de quartzite à grain très fin interstratifié; cette unité est présente dans la partie

supérieure de la Formation de Stelkuz et dans la Formation de Boya sus-jacente. Les strates de la Formation de Boya ressemblent à celles de la Formation de Vampire du bassin de Selwyn. Au sud, à la localité 32, la Formation de Boya a 955 m d'épaisseur, et à cet endroit, la limite entre le Précambrien et le Cambrien a été provisoirement placée au niveau du contact entre la Formation de Boya et la Formation de Stelkuz. Aucune disconformité n'a été relevée au niveau du contact ni à proximité. Encore plus au sud, à partir de la localité 33 et jusqu'à l'extrémité sud de la plate-forme de Cassiar, le contact entre les formations de Boya et de Stelkuz est net, mais aucune surface d'érosion n'a été observée (Mansy et Gabrielse, 1978). À l'intérieur de cette région, la concentration de quartzite dans la Formation de Boya augmente vers le sud.

Dans le nord de la plate-forme de Cassiar, à la localité 22, le Placentien comprend au moins 300 m d'argilite verte, devenant rouille en surface altérée, et de quartzite interstratifié.

Bassin de Robson

Dans la partie nord du bassin de Robson, entre la rivière de la Paix et la localité 49 (fig. 7-2), les strates du Placentien sont attribuées à la Formation de McNaughton, unité basale du Groupe de Gog. Entre les localités 36 et 44, dans une direction parallèle aux strates, la Formation de McNaughton renferme des couches épaisses de quartzite de couleur claire, et présente une épaisseur moyenne de 800 m. Dans une direction générale parallèle, mais plus rapprochée de l'ouest, et à proximité du sillon des Rocheuses du Sud (loc. 45 à 48), les variations d'épaisseur sont marquées (550 m à 2 200 m). À cet endroit, existe une unité supérieure de la Formation de McNaughton (Membre de Holmes Creek, d'épaisseur maximale de 700 m), constituée d'une interstratification de siltstone gris sombre et de quartzite blanc. Les variations d'épaisseur marquées et les variations lithologiques latérales suggèrent la présence de failles synsédimentaires (Young, 1979).

La Formation de McNaughton et les strates équivalentes au sud-est sont séparées par une disconformité de celles du Groupe de Miette sous-jacent (Slind et Perkins, 1966; Aitken, 1969). Il existe, dans la partie supérieure du Groupe de Miette, des fossiles édiacariens ainsi que les ichnofossiles *Didymaulichnus miettensis* (Young, 1979; Hofmann et al., 1985). Les fossiles coquilliers du Cambrien, *Campitius* sp. et *Volborthella* spp., ont été observés dans la partie supérieure du Groupe de Miette (Young, 1979), mais une étude détaillée réalisée par J.W. Durham (communication personnelle, 1984) n'a pas permis de confirmer ces identifications.

Aucun fossile caractéristique n'a été observé à la base de la Formation de McNaughton, de sorte que la limite entre le Précambrien et le Cambrien pourrait se trouver à l'intérieur des coupes plus épaisses de cette formation (celles qui représentent des faciès d'eau profonde) et pourrait se perdre au niveau de la disconformité sous la Formation de McNaughton, du côté du craton, où les coupes sont plus minces (fig. 7-5).

Au-dessus de la Formation de McNaughton, se trouve la Formation de Mural qui est constituée de calcaire et de siltstone (fig. 7-5). Les trilobites présents à la base de la Formation de Mural, appartiennent à la partie inférieure de la Zone à *Nevadella* (Fritz et Mountjoy, 1975). Comme la Formation de Mural est essentielle pour différencier le quartzite de la Formation de McNaughton du quartzite sus-jacent du Groupe de Gog, et que la Formation de Mural est absente au sud-est de la localité 49, le Groupe de Gog n'est pas divisé au sud-est, à l'exception du sommet, où l'on trouve le mince Membre de Peyto.

Au sud-est comme au nord-ouest, le quartzite du Groupe de Gog se présente en couches épaisses, contient des structures d'eau peu profonde et est pauvre en fossiles

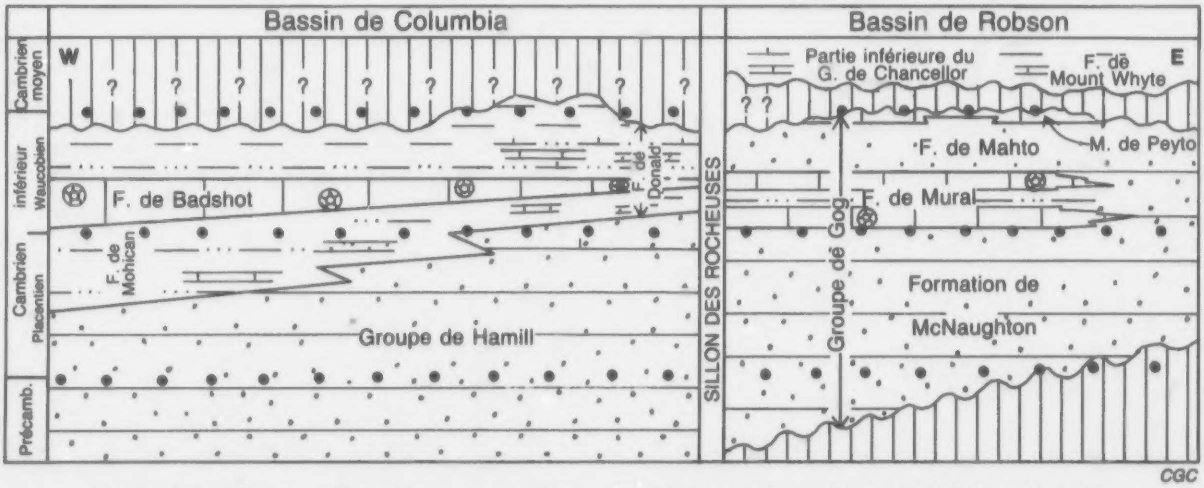


Figure 7-5. Coupe stratigraphique schématique montrant les unités du Cambrien inférieur dans les bassins de Robson et de Columbia. Les cercles pleins marquent les niveaux approximatifs de la base du Cambrien inférieur, de la limite entre les séries placentienne et waucobienne et du sommet du Cambrien inférieur. La légende est présentée à la figure 7-3.

coquilliers. Entre les localités 49 et 51 (fig. 7-2), la totalité du Groupe de Gog, près de la frontière entre l'Alberta et la Colombie-Britannique, a une épaisseur moyenne de 670 m (Palonen, 1976). À la localité 50, le groupe a 520 m d'épaisseur, et à la localité 52, 357 m d'épaisseur. Dans le chaînon Hughes (loc. 53), où ce groupe est localement appelé «Formation de Cranbrook», son épaisseur varie de 75 à 245 m. Des trilobites du Groupe de Gog ont été observés à la localité 51 (Zone à *Nevadella*) à 610 m au-dessous du sommet du groupe, à la localité 52 (Zone à *Bonnia-Olenellus*) à au moins 70 m au-dessous de son sommet, et à la localité 53 (Zone à *Nevadella*) à 30 m au-dessous de son sommet.

Les données régionales suggèrent que le sommet du Placentien se situe à une faible distance au-dessous du contact entre les formations de McNaughton et de Mural dans la partie nord-ouest du bassin de Robson (loc. 49 et au nord-ouest) et beaucoup plus bas dans le Groupe de Gog au sud-est.

Bassin de Columbia

Dans le bassin de Columbia, la déformation intense et le métamorphisme rendent difficile l'étude des strates cambriennes. Néanmoins, des unités distinctives du Cambrien inférieur, comme la Formation de Badshot et le Groupe de Hamill (en partie du Précambrien), nous permettent de délimiter grossièrement le Cambrien inférieur.

Dans la chaîne Cariboo (fig. 7-2, loc. 54 à 60), les strates du Placentien sont comprises dans les formations de Yanks Peak et de Midas. La Formation de Yanks Peak a en moyenne 400 m d'épaisseur et est constituée principalement de quartzite de couleur claire ainsi que de quelques couches rouges dans la partie nord de la chaîne (Young, 1979). La Formation de Midas sus-jacente se compose de siltstone et de shale et a en moyenne 300 m d'épaisseur. La base du Placentien a été provisoirement placée au niveau de la base de la Formation de Yanks Peak, puisque ces strates sont équivalentes à des strates semblables de la plate-forme de Cassiar. Le sommet du Placentien coïncide avec la base de la Formation de Mural sus-jacente.

Dans l'extrême nord des chaînes Monashee et Selkirk, les strates du Cambrien inférieur sont soit métamorphisées jusqu'à être méconnaissables, soit absentes. Encore plus au sud, à l'intérieur de l'arc de Kootenay (loc. 61 à 67), les strates du Placentien sont contenues dans le Groupe de Hamill et son équivalent partiel, la Formation de Mohican; chacune de ces unités étant datée d'après sa position sous la Formation de Badshot qui contient des archéocyathidés du Waucobien (fig. 7-5).

Le contact entre le Groupe de Hamill et le Groupe de Horsethief Creek sous-jacent (Protérozoïque), appartenant au Supergroupe de Windermere, est possiblement une discordance qui représente une quantité considérable de strates manquantes (Pell et Simony, 1981, 1984). Les couches basales du Groupe de Hamill contiennent un quartzite pur, de couleur claire, dont la granulométrie varie du sable au caillou; les strates plus récentes du Groupe de Hamill sont semblables, mais à grain plus fin. Le Groupe de Hamill présente une épaisseur de 1 675 m à la localité 62, et de 1 300 et 2 000 m aux localités 64 et 65 respectivement. À la localité 61, le groupe contient une quantité notable de roches vertes. La présence de roches vertes et de roches clastiques grossières a été attribuée au rifting (Devlin, 1984). Près du sillon des Rocheuses du Sud (loc. 68), le Groupe de Hamill (1 650 m) repose visiblement en discordance sur le Groupe de Horsethief Creek, et contient des fossiles de la Zone à *Nevadella* dans ses strates sommitales.

Dans la partie ouest de l'arc de Kootenay, la partie supérieure du Groupe de Hamill passe latéralement à une phyllade interstratifiée de calcaire de la Formation de Mohican. L'épaisseur de cette formation varie entre 610 m et moins de 300 m à la localité 63, et entre quelques mètres et 300 m à la localité 66. Près de la frontière canado-américaine (loc. 67), le Groupe de Hamill et les équivalents de la Formation de Mohican ont une épaisseur de 1 460 et 225 m respectivement. Ces variations d'épaisseur ont peut-être une origine structurale (J.O.Wheeler, communication personnelle, 1987).

De part et d'autre du sillon des Rocheuses du Sud (loc. 53, 69 à 74), de petits affleurements du Cambrien inférieur ont été attribués aux formations de Cranbrook, Donald et Eager. La Formation de Cranbrook comprend des strates du Protérozoïque sommital(?), du Placentien et quelques strates du Waucobien, tandis que les formations de Donald et Eager contiennent des strates du Waucobien et d'autres plus récentes(?). Des trilobites de la Zone à *Nevadella* ont été récoltés au sommet de la Formation de Cranbrook à la localité 53, et ceux appartenant à la Zone à *Bonnia-Olenellus* se trouvent immédiatement au-dessus de la Formation de Cranbrook, à la localité 72. La présence d'un conglomérat de base grossier et la position de la formation juste au-dessus des diverses formations du Protérozoïque moyen du Supergroupe de Purcell (Belt), soulignent l'existence d'une discordance sous la Formation de Cranbrook.

En raison de l'épaisseur variable du conglomérat de base de la Formation de Cranbrook, Rice (1937) a postulé qu'une transgression avait eu lieu au Cambrien précoce sur une surface à fort relief. À la localité 74, ce conglomérat se prolonge dans un affleurement d'épaisseur exceptionnelle de la formation. Ailleurs, au-dessus du conglomérat, la Formation de Cranbrook est constituée d'un quartzite de couleur claire, déposé en eau peu profonde. La Formation de Cranbrook atteint 760 m d'épaisseur à la localité 69, 300 m à la localité 70, et 180 m d'épaisseur à la localité 72. Outre la surface à fort relief présente en dessous de la Formation de Cranbrook, l'arasement du sommet de la formation contribue localement à des variations marquées de l'épaisseur des strates. La surface d'érosion est située sous la Formation de Jubilee du Cambrien supérieur.

Un membre à magnésite de 45 m d'épaisseur apparaît près du sommet de la Formation de Cranbrook à la localité 73 (Rice, 1937).

Résumé de la sédimentation au Placentien

Les données éparses recueillies dans le bassin de British-Barn semblent indiquer la présence de dépôts du Placentien; l'aspect général du bassin dans cette région indique que les faciès de ces dépôts sont à prédominance de shale et siltstone.

La cuvette de Richardson et la plate-forme du Yukon étaient probablement en émersion durant la première moitié du Cambrien précoce. Une mince couche de roches clastiques située à la base de la succession waucobienne

sus-jacente suggère la présence d'une surface à faible relief sur laquelle a eu lieu une transgression marine à la fin du Cambrien précoce. Près de la bordure sud-est de la plate-forme du Yukon, des roches clastiques à grain fin du Placentien, indiquent aussi l'existence d'une surface à faible relief.

Les dépôts du Placentien, des faciès littoraux aux faciès de bassin, sont les mieux représentés dans le bassin de Selwyn, où ils affleurent. À partir de la bordure nord-est du bassin, les changements de faciès, vers le sud-ouest, sont représentés par des bandes de quartzite d'eau peu profonde, des dépôts de talus et des shales de bassin. Les strates de ce dernier faciès se prolongent vers le sud-est jusque dans la partie nord du bassin de Kechika. Dans la partie médiane et le sud du bassin de Kechika, le Placentien est mince, sinon absent. Cet amincissement vers le sud est attribué à l'influence de l'arche de Peace River.

Sur la plate-forme de Cassiar, les strates du Placentien ressemblent à la séquence de siltstone et de quartzite très fin interstratifiés (Formation de Vampire) du bassin de Selwyn. Latéralement, l'apparition de quartzite d'eau peu profonde à grain grossier à l'extrémité sud-est de la plate-forme est compatible avec l'abondance de strates semblables et équivalentes dans la chaîne Cariboo (dans le nord du bassin de Columbia), plus au sud-est.

Une augmentation générale, vers le sud-est, du volume de clastes de la dimension du sable à l'intérieur de la succession du Placentien est indiquée à la figure 7-2. Dans le bassin de Robson et le bassin de Columbia, l'épaisseur du prisme de quartzite dépasse largement l'épaisseur observée au nord-ouest, ce qui indique sans doute un soulèvement significatif du craton adjacent. Au moins localement, le caractère du Groupe de Hamill suggère un épisode tectonique possiblement lié à un rifting (Devlin, 1984).

L'absence presque totale de carbonates dans le Placentien, malgré la diversité des milieux de sédimentation, implique que la température de l'eau était alors plus fraîche qu'elle n'allait le devenir plus tard au Paléozoïque.

Série waucobienne du Cambrien inférieur

Bassin de British-Barn

Aucun fossile du Waucobien n'a été trouvé dans le secteur canadien du bassin de British-Barn. Par contre, à la localité 1 (fig. 7-6), Norris (1976) a corrélé une unité de roches volcaniques et carbonatées avec une unité similaire de l'extrême est de l'Alaska qui contient des fossiles du Waucobien et du Cambrien tardif (Dutro et al., 1972). À la localité 1, au-dessous de cette unité, existent 150 m d'argilite, qui, avec une partie de l'unité de roches volcaniques et carbonatées, ont été provisoirement placées dans l'assemblage du Waucobien. L'ichnofossile *Oldhamia*, fréquemment observé dans le Cambrien inférieur, est présent dans les monts British et Barn (Cecile, 1988; Lane et Cecile, 1989).

Plate-forme du Yukon et cuvette de Richardson

Les strates du Waucobien, appartenant à la Formation d'Illtyd, reposent en discordance sur des roches du Protérozoïque moyen et supérieur sur la plate-forme du Yukon (fig. 7-7). À la localité 6, la formation comporte une unité inférieure de siltstone calcaire (de 60 m d'épaisseur, dont la base n'affleure pas), et une unité supérieure de 550 m formée de calcaire blanchâtre, microcristallin et dense, disposé en couches massives, formant des falaises, alternant avec un packstone calcaire gris pâle disposé en couches d'épaisseur faible et moyenne. Sur la marge sud-est de la plate-forme du Yukon (loc. 8), à proximité de la cuvette de Richardson, la Formation d'Illtyd est presque deux fois plus épaisse (950 m) et comprend de gros monticules de calcaires construits (175 m d'épaisseur) de couleur blanchâtre en surface altérée. À l'intérieur de la cuvette de Richardson (loc. 9), la moitié inférieure de la Formation d'Illtyd est identique à celle de l'est de la plate-forme du Yukon (loc. 6), et sa moitié supérieure contient un volume considérable de calcaire en plaquettes accompagné accessoirement de calcaire argileux noduleux, semblable à celui de la Formation de Sekwi, dans le bassin de Selwyn.

Le calcaire remarquablement pur de la Formation d'Illtyd ressemble à celui des strates du Waucobien situées sur la plate-forme de Cassiar et s'observe rarement parmi les carbonates équivalents du domaine carbonaté médian qui borde la Cordillère canadienne à l'est. La pureté du carbonate d'Illtyd est attribuée à l'influence de la cuvette de Richardson, qui, de par sa position intermédiaire, a empêché les débris clastiques provenant de la plate-forme de Mackenzie, à l'est, d'atteindre la plate-forme du Yukon.

Le sommet de la Formation d'Illtyd se situe près de la limite entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen, mais est légèrement diachronique. Près de la marge sud-est de la plate-forme du Yukon (loc. 7), la limite se situe à au moins 47 m au-dessus de la Formation d'Illtyd, et près de l'extrémité nord de la cuvette de Richardson (loc. 4), à au moins 160 m sous le sommet de cette formation.

Sur la marge sud-ouest de la plate-forme du Yukon, près de la frontière canado-américaine (loc. 10), des strates équivalentes à la Formation d'Illtyd sont contenues dans une succession de roches carbonatées blanches, en couches épaisses, attribuée à la Formation de Jones Ridge, qui date du Cambrien précoce-Ordovicien précoce (Brabb, 1967). Au Yukon, la Formation de Jones Ridge repose sur la même discordance que celle qui marque le contact inférieur de la Formation d'Illtyd à l'est (Norris, 1982b; R.I. Thompson, communication personnelle, 1984). Du côté de l'Alaska, cette discordance se prolonge probablement vers l'ouest au-dessous de la Formation de Jones Ridge, et au-dessous de son prolongement vers l'ouest, la Formation de Funnel Creek (voir aussi Young, 1982). Des chancelloriidés du Cambrien précoce ont été identifiés (Payne et Allison, 1981; Allison et al., 1981) sous la présumée discordance, dans une coupe isolée des carbonates du Cambrien inférieur; la position stratigraphique de ces fossiles reste donc inconnue. L'absence d'ichnofossiles au-dessous de la discordance située à la base de la Formation de Jones Ridge, suggère que le Placentien et le sommet du Protérozoïque sont absents.

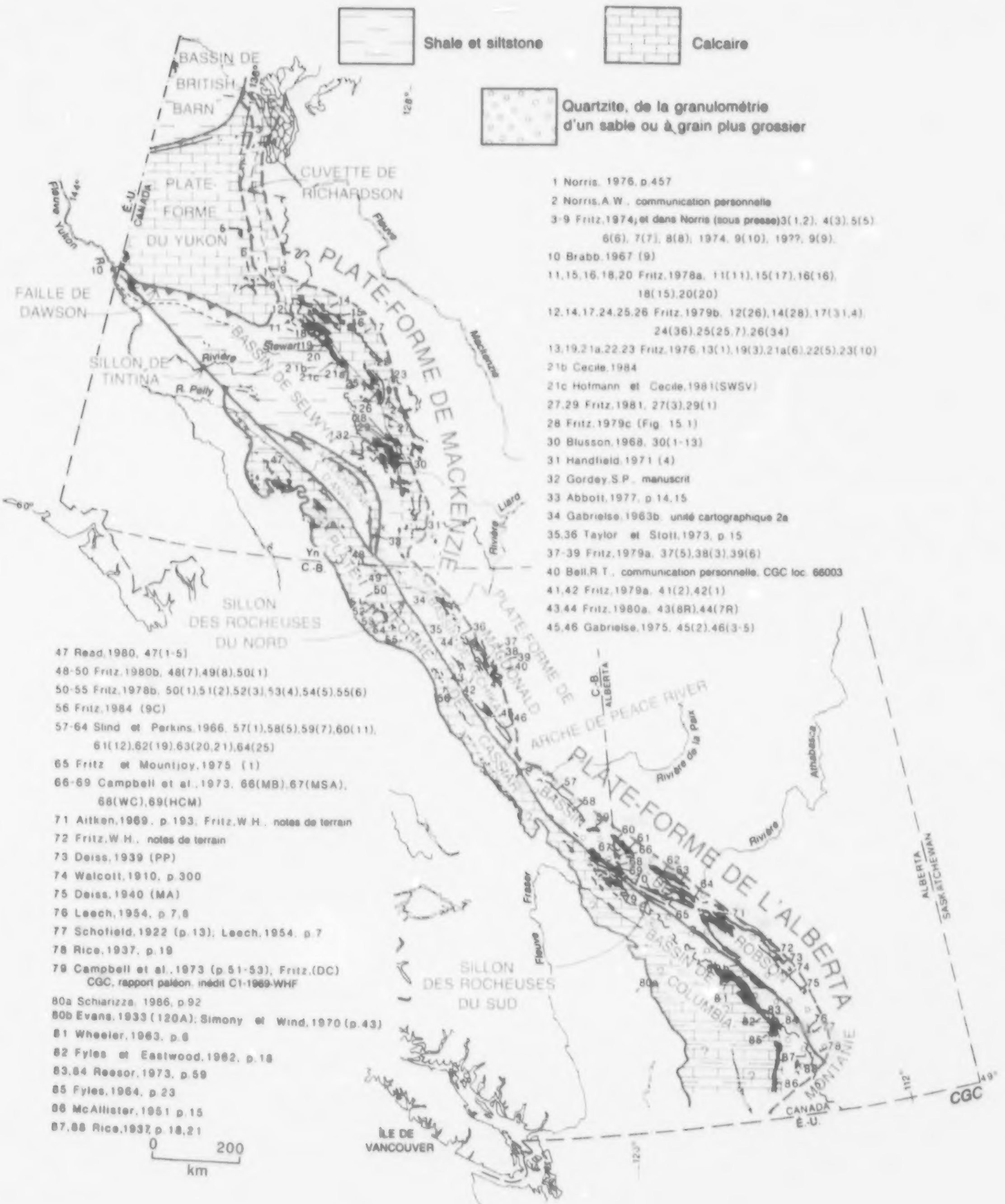


Figure 7-6. Distribution des affleurements de la partie supérieure du Cambrien inférieur et des localités et faciès waucobiens. Voir la figure 7-2 pour les remarques explicatives concernant les références.

Bassin de Selwyn

Les strates du Waucobien situées dans le domaine carbonaté médian sont particulièrement bien connues le long de la marge nord-est du bassin de Selwyn, où elles ont été attribuées à la Formation de Sekwi. Cette formation, dont l'épaisseur moyenne est de 700 m, se compose de minces couches ondulées ou noduleuses de mudstone et wackestone calcaires, de couches épaisses de dolomie, et de siltstone et shale calcaires. Un siltstone et un grès bariolés du domaine détritique interne, qui sont les équivalents latéraux du carbonate de la Formation de Sekwi, ont aussi été attribués à la Formation de Sekwi. La plupart de ces strates ont été érodées au Paléozoïque précoce et moyen. Le siltstone et le shale de talus externe et de bassin, qui sont les équivalents de la Formation de Sekwi, ont été placés dans la Formation de Gull Lake.

Dans les figures 7-3 et 7-8, la Formation de Sekwi et les strates sous-jacentes ont été groupées en grands cycles. L'hémicycle A1 contient la Formation de Vampire, qui est l'équivalent latéral de la partie supérieure de la Formation de Backbone Ranges (postérieure à la Formation de Risky) et de la partie inférieure (175 m d'épaisseur en moyenne) de la Formation de Sekwi. Dans cet hémicycle, les strates de la Formation de Sekwi se composent de minces couches de siltstone, de shale et de calcaire, et de plusieurs mètres d'un siltstone calcaire basal de couleur rose à orange clair en surface altérée qui contient *Parafallotaspis grata*, fossile caractéristique du sommet de la Zone à *Fallotaspis*. Les strates de l'hémicycle A1, sus-jacentes au siltstone basal, se prolongent loin dans la Zone à *Nevadella*. Par conséquent, l'hémicycle A1 s'échelonne du sommet du Précambrien jusqu'à la Zone à *Nevadella* inclusivement.

L'hémicycle A2, entièrement situé à l'intérieur de la Zone à *Nevadella*, a une épaisseur moyenne de 100 m. Il se compose principalement de couches épaisses de dolomie de plate-forme, de couleur crème, de cristallinité fine à grossière. Des grains «flottants» de quartz, dont la granulométrie varie du grain fin au granule, sont disposés en lamines parallèles ou obliques. Des cavernes remplies de quartzite existent près du sommet de l'hémicycle à la localité 24. En s'éloignant de la plate-forme carbonatée dans la direction du bassin, apparaissent des dépôts de glissement synsédimentaire de talus supérieur, contenant des blocs de carbonates de couleur claire mélangés à des plaques fragmentées de calcaire sombre finement stratifié. Du côté du craton de la plate-forme, apparaît un calcaire mince, en couches ondulées à noduleuses; ce calcaire est interstratifié de siltstone.

L'hémicycle sus-jacent B1, dont l'épaisseur moyenne est de 100 m, est composé de siltstone et shale présentant en surface altérée une couleur orange clair, marron et gris verdâtre clair, et de quelques interstrates de carbonate et de quartzite. Près du milieu de l'hémicycle, se trouvent plusieurs mètres de quartzite criblé de terriers du type *Skolithos*. Cette «roche à bioturbation verticale» (pipe rock) constitue l'un des meilleurs horizons repères régionaux à l'intérieur de la Formation de Sekwi. La limite entre les zones à *Nevadella* et *Bonnia-Olenellus* est située à proximité ou à l'intérieur de la «roche à bioturbation verticale».

Les autres hémicycles, à l'expression plus pauvre (B2, C1, C2), se trouvent à l'intérieur de la Formation de Sekwi (fig. 7-9) et ont une épaisseur moyenne cumulative de 325 m. Ils se composent de calcaire disposé en minces couches ondulées, contenu dans d'épaisses unités séparées par des couches épaisses de siltstone et de shale. Quelques dolomies de plate-forme sont localement présentes (p. ex. Blusson, 1971, unité cartographique 14b). Le carbonate de la Formation de Sekwi surmontant l'hémicycle B1 s'étend plus loin vers le bassin que celui de l'hémicycle A2. Dans la zone de transition du carbonate typique de la plate-forme de Sekwi aux dépôts de talus, au-dessus et au-dessous de l'hémicycle B1, on observe une augmentation considérable de la densité de monticules de calcaires construits à archéocyathidés, monticules habituellement très dispersés.

Du shale noir et du calcaire sombre en plaquettes, appartenant au Groupe de Road River, surmontent de façon diachronique la Formation de Sekwi. Sur la marge du domaine carbonaté médian qui se trouve du côté du bassin, le contact entre les deux unités se situe dans la partie médiane de la Zone à *Bonnia-Olenellus*; sur la

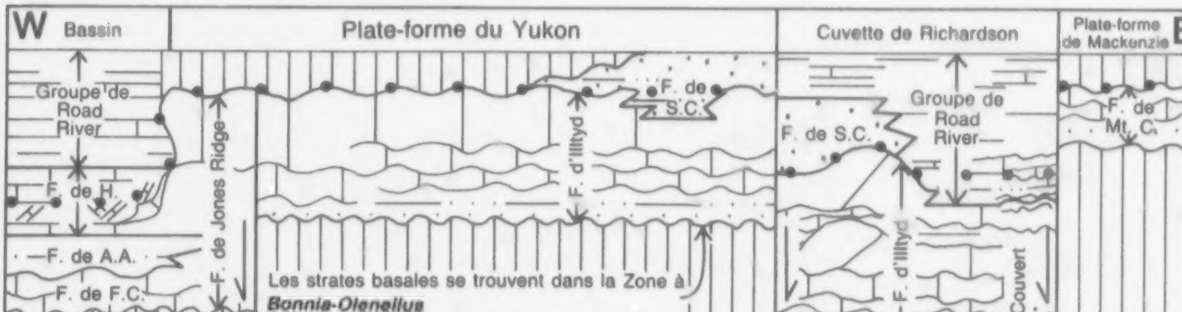


Figure 7-7. Coupe schématique montrant la distribution de la Série waucobienne (entre le hiatus inférieur et les cercles pleins) dans la cuvette de Richardson, sur la plate-forme du Yukon, et dans les régions adjacentes à cette dernière. Les noms abrégés des formations sont les suivants: Hillard (H.), Argilite d'Adams (A.A.), Funnel Creek (F.C.), Slats Creek (S.C.) et Mount Cap (Mt. C.). Figure modifiée d'après Fritz (1974). La légende accompagne la figure 7-3.

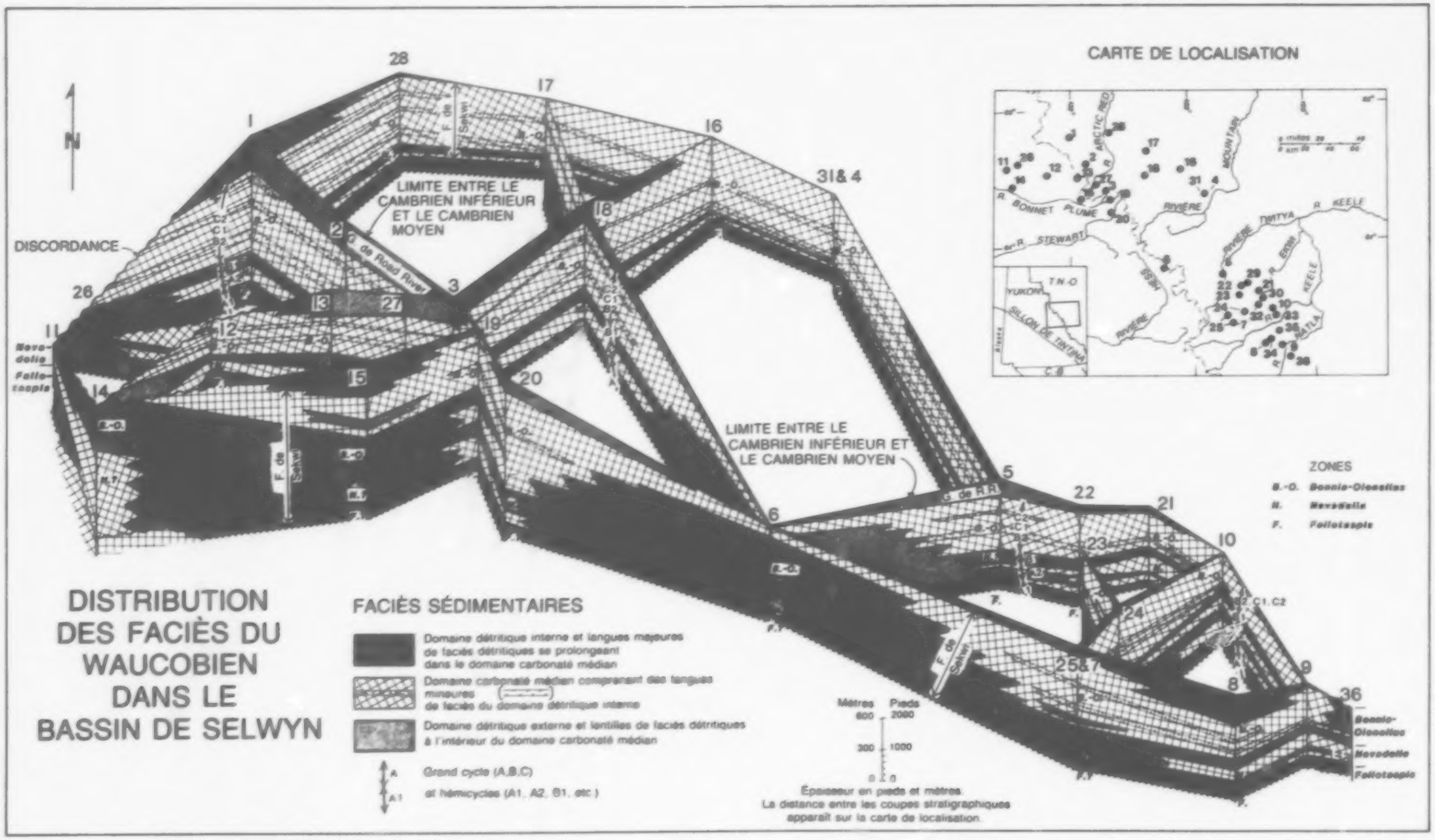


Figure 7-8. Diagramme-clôture montrant les faciès sédimentaires et les grands cycles à l'intérieur de la Formation de Sekwi, dans la partie nord-est du bassin de Selwyn. Figure modifiée d'après la figure 4 de Fritz (1979b). La position des coupes présentées dans cette figure apparaît dans le carton et ne coïncide pas avec celle des localités indiquées à la figure 7-6 .

marge du côté du craton, le contact se trouve au sommet de cette zone. Les strates du Cambrien inférieur qui sont postérieures à la Formation de Sekwi appartiennent à la Formation de Hess River, du Cambrien inférieur et moyen (voir Cambrien moyen).

La partie inférieure de la Formation de Sekwi se modifie très peu vers le sud (fig. 7-6, loc. 24, 27 à 31) à l'intérieur du bassin de Selwyn. À la localité 30, l'hémicycle A2 est représenté de façon assez complète, et à cet endroit, il renferme la mine Canada Tungsten (Blusson, 1968). Plus au sud, à la localité 31, l'hémicycle A2 se caractérise par une épaisseur plus variable, et par des monticules de calcaires construits atteignant parfois 90 m d'épaisseur (Handfield, 1971). De la localité 24 vers le sud, la partie supérieure de la Formation de Sekwi (au-dessus de l'hémicycle B1) ne contient pas le calcaire typique du nord, et est composée de siltstone, de dolomie de couleur orange vif en surface altérée, et de quartzite.

De nombreux petits gîtes de plomb et de zinc existent dans la Formation de Sekwi, mais jusqu'à présent aucun n'a été jugé suffisamment important pour être exploité (Brock, 1975).

L'équivalent de la Formation de Sekwi, du côté du bassin, est la Formation de Gull Lake, qui a 1 050 m d'épaisseur à son stratotype, dans le sud du bassin de Selwyn (loc. 32). À cet endroit, les 665 m inférieurs contiennent une ardoise légèrement calcaire, de couleur brun orange à brun rouille en surface altérée, un siltstone, et un grès très fin. Les 385 m supérieurs contiennent des couches épaisses de mudstone, partiellement calcaire par endroits, de couleur grise en surface altérée. À la base de la Formation de Gull Lake, se trouve une couche discontinue de conglomérat calcaire qui atteint une épaisseur maximale de plusieurs dizaines de mètres; les clastes contiennent des archéocyathidés.

Une discordance régionale, la discordance «subfranconienne» de Gabrielse et al. (1973), présente à la base de la Formation de Rabbitkettle du Cambrien supérieur, témoigne d'une érosion qui dans de nombreux secteurs a complètement fait disparaître la Formation de Gull Lake. Le contact entre la Formation de Gull Lake et la Formation de Narchilla sous-jacente est net, mais aucun hiatus important n'est présumé s'y trouver.

Près de la localité 21c, environ 500 m d'argilite verte, de shale noir et de quantités moindres de calcaire en plaquettes, représentent la Formation de Gull Lake (Hofmann et Cecile, 1981).

Dans les environs de la localité 21a, les argilites non différenciées sont en partie des équivalents du siltstone et du shale de la Formation de Gull Lake. Les argilites présentent une couleur chamois, verte et gris pâle en surface altérée, et sont interstratifiées avec un shale noir, une argilite siliceuse et un chert. Des brèches basaltiques associées à des archéochyathidés du Waucobien sont interdigitées avec des argilites qui sont corrélatives de la Formation de Gull Lake.

Des strates corrélatives de la Formation de Gull Lake affleurent près de la localité 33. À cet endroit, des lentilles de calcaire à archéocyathidés pouvant atteindre 70 m d'épaisseur et 1,6 km de longueur sont contenues dans une phyllade de couleur gris verdâtre argenté et gris brunâtre.

Bassin de Kechika

Un quartzite du Waucobien, appartenant au Groupe de Gog, est présent dans la région centrale du bassin de Kechika (fig. 7-6, loc. 36 à 44). À l'est (loc. 37 à 40), un quartzite à grain fin ou moyen a une épaisseur moyenne de 150 m. À la localité 40, le Groupe de Gog a 60 m

Figure 7-9. Vue de la Formation de Sekwi et de la partie inférieure du Groupe de Road River sus-jacent près de la localité 22 (fig. 7-6). L'intervalle de la Formation de Sekwi compris entre la base de l'hémicycle B1 (a) et le sommet de la formation (b) représente 550 m. Les strates situées au-dessus du point «b» appartiennent à la Formation de Hess River. Les strates typiques de la Formation de Sekwi présentées ici peuvent être comparées aux strates du même âge de la plate-forme de Cassiar (fig. 7-10), pour observer les différences entre les calcaires de type 1 et de type 2. GSC 203443-R,V.

d'épaisseur, et des trilobites de la Zone à *Nevadella* se rencontrent à 16m au-dessus de sa base. À l'ouest (loc. 41 et 42), le Groupe de Gog a une épaisseur de 620 m; des fossiles de la Zone à *Nevadella* apparaissent près de la partie intermédiaire du groupe, et des fossiles de la Zone à *Bonnia-Olenellus*, près de son sommet. À cet endroit et plus à l'ouest (loc. 43 et 44), le Groupe de Gog contient quelques intervalles de carbonate et de shale interstratifiés. À la localité 44, des fossiles de la partie sommitale de la Zone à *Bonnia-Olenellus* apparaissent à peu de distance au-dessus du sommet du groupe, dans une épaisse unité carbonatée qui n'a pas encore été dénommée.

Dans ces régions, les strates, sauf l'unité carbonatée sommitale, appartiennent au domaine détritique interne, et se caractérisent par une augmentation uniforme, vers le bassin, de leur épaisseur et de leur teneur en shale et carbonate. De petits monticules calcaires (d'épaisseur moyenne de 10 cm) contenant des archéocyathidés apparaissent dans les localités les plus à l'ouest.

Dans le sud du bassin de Kechika, les coupes des localités 45 (650 m) et 46 (615 m) contiennent des strates du Groupe de Gog (Waucobien), qui ressemblent aux strates observées aux localités 37 à 44. Dans les coupes du sud, les archéocyathidés sont rares, et aucun calcaire construit n'a été observée.

Plus au nord, aux localités 35 et 36, existent de gros monticules de calcaires construits à archéocyathidés. Ces localités sont proches de la partie septentrionale du bassin de Kechika, qui en majeure partie reste à étudier. Dans la partie nord du bassin de Kechika (loc. 34), un gros bioherme du Waucobien est entouré de strates clastiques sombres qui surmontent des strates de faciès de bassin de la Formation de Narchilla (?), ce qui suggère un milieu plus profond que ne l'indiquent les strates équivalentes situées plus au sud.

Plate-forme de Cassiar

Sur la plate-forme de Cassiar, la majeure partie des strates du Waucobien sont contenues dans la Formation de Rosella (d'épaisseur moyenne de 760 m). La Formation de Rosella, tout comme la Formation de Sekwi, comprend à sa base une mince unité de calcaire silteux ou de grès quartzeux calcaire, de couleur orange ou rose en surface altérée, qui est située juste au-dessus de la limite entre les zones à *Fallotaspis* et à *Nevadella* (fig. 7-6, loc. 49) ou qui encore contient cette limite (loc. 50). Les grands cycles reconnus dans la Formation de Sekwi se retrouvent également dans la Formation de Rosella.

Typiquement, dans sa partie la plus basse, la Formation de Rosella comprend, de bas en haut, un siltstone calcaire interstratifié de calcaire (partie supérieure de l'hémicycle A1, 100 m), un calcaire à archéocyathidés disposé en couches épaisses, de couleur gris clair à blanche (hémicycle A2, 100 m), un shale et un siltstone gris olive à brun clair avec quelques interstrates de calcaire (hémicycle B1, 70 m), un calcaire gris clair à archéocyathidés en couches épaisses (hémicycle B2, 150 m), un shale et un siltstone gris clair à brun clair (hémicycle C1, 90 m), et un calcaire gris clair en couches minces à épaisses (hémicycle C2?, 250 m). L'unité sommitale de la Formation de Rosella (fig. 7-10) n'a pas été datée par les fossiles, de telle sorte qu'il n'est pas tout à fait certain qu'on puisse l'inclure dans les grands cycles du Cambrien inférieur. Cependant, la présence de *Proliostracus* à l'intérieur de l'hémicycle C1 sous-jacent indique que les strates immédiatement sous-jacentes à l'hémicycle C2 sont antérieures à la toute fin du Cambrien précoce.

Dans la partie sud de la plate-forme de Cassiar (loc. 54), le contact sédimentaire entre la Formation de Rosella et le Groupe de Kechika sous-jacent est net, les épaisses couches de carbonates de la Formation de Rosella, de couleur claire, étant situées sous le shale brun clair du Groupe de Kechika. On ne connaît pas la nature de ce contact à l'échelle régionale, parce qu'il est presque partout faillé. Des fossiles du Cambrien tardif, recueillis à un niveau stratigraphique bas du Groupe de Kechika, près de la localité 54, nous permettent d'attribuer un âge minimal au sommet de la Formation de Rosella (Gabrielse, 1963a, 1969).

Près de l'extrémité nord de la plate-forme de Cassiar (loc. 47), seule la moitié inférieure de la Formation de Rosella est préservée. À cet endroit, la partie supérieure de l'hémicycle A1 a entre 150 et 165 m d'épaisseur, l'hémicycle A2 entre 120 et 180 m d'épaisseur, et l'hémicycle B1 entre 40 et 90 m d'épaisseur (Read, 1980). Reposant en discordance sur les strates de l'hémicycle B1, se trouve une argilite calcaire et un calcaire argileux finement stratifié, attribués à la Série du Cambrien supérieur.

À l'intérieur de l'hémicycle A2, se trouvent de grosses constructions calcaires composées de boundstone à archéocyathidés et *Renalcis*?, et présentant une matrice de mudstone calcareux. Les strates des hémicycles A2 et B2 situées au sud ont le même aspect grumeleux, mais elles sont davantage stratifiées (remaniées?) et devraient être plutôt classées comme des floatstones ou rudstones.

De nombreux petits gîtes épigénétiques de métaux de base, localement associés à du tungstène, se rencontrent dans le carbonate de la Formation de Rosella, à la grandeur de la plate-forme de Cassiar.

Figure 7-10. Vue du calcaire waucobien de teinte blanche (hémicycles B2, C1, C2?) de la Formation de Rosella à la localité 55 (fig. 7-6), sur la plate-forme de Cassiar. L'hémicycle C1 se situe au point «a». (Photo tirée de Fritz, 1978b). GSC 203167-F.

Bassin de Robson

Dans la partie nord du bassin de Robson, la base du Waucobien coïncide avec la base de la Formation de Mural du Groupe de Gog. Les fossiles appartenant à la partie inférieure de la Zone à *Nevadella* se situent près de la base de la Formation de Mural, mais aucun fossile caractéristique de la Zone à *Fallotaspis* n'a été trouvé dans la Formation de McNaughton sous-jacente.

Presque partout, le Groupe de Gog coïncide avec une disconformité régionale séparant les strates du Cambrien inférieur de celles du Cambrien moyen. Cependant, à la localité 72 (fig. 7-6), les fossiles du Cambrien inférieur se prolongent sur au moins 6,5 m dans le siltstone sus-jacent de la Formation de Mount Whyte.

Les strates waucobiennes, dans la partie septentrionale du bassin de Robson (loc. 57, 58 et 59), ont une épaisseur moyenne de 380 m et se composent principalement de quartzite en couches épaisses. Les hémicycles A2, B1 et B2 ne sont pas développés; ils se présentent sous forme d'une mince succession non divisée de grès dolomitique. L'hémicycle de roches carbonatées C2 a été soit enlevé par l'érosion, soit latéralement remplacé par un quartzite du domaine détritique interne.

Plus loin au sud-est (loc. 60 à 67), le Waucobien a une épaisseur moyenne de 800 m. Une coupe typique située à 8 km à l'ouest du mont Robson (loc. 65) comprend l'hémicycle A2 (145 m), qui est constitué de couches minces à épaisses de calcaire de couleur gris clair, contenant des archéocyathidés près du sommet (membre inférieur de la Formation de Mural); l'hémicycle B1 (62 m), contenant un shale gris sombre (62,5 m) ainsi que la limite entre les zones à *Nevadella* et à *Bonnia-Olenellus* (membre intermédiaire de la Formation de Mural); l'hémicycle B2 (62,5 m), qui est composé de couches épaisses de dolomie présentant une couleur chamois à rose clair en surface altérée (membre supérieur de la Formation de Mural); et l'hémicycle C1 (410 m), qui contient des couches minces à moyennes de quartzite de granulométrie fine à moyenne, présentant une couleur gris clair en surface altérée (Formation de Mahto). Au sommet du Cambrien inférieur, l'hémicycle C2 (113 m) est un faciès inhabituel qui renferme un mudstone calcaire gris sombre disposé en couches minces à surface ondulée (Formation de Hota). Ailleurs dans la région, il contient une quantité considérable de matériel bioclastique, et il est souvent dolomitisé.

Encore plus au sud-est, à la localité 71, le Waucobien a une épaisseur d'environ 320 m. À cet endroit, la Formation de Mural (hémicycle B2 seulement?) a 22 m d'épaisseur, la Formation de Mahto 214 m (Aitken, 1969) et la Formation de Peyto (=Hota) 82 m.

Dans les Rocheuses du Sud, à la localité 73 et à la localité 75, le Groupe de Gog (qui englobe tout le Cambrien inférieur) a respectivement 520 m et 375 m d'épaisseur. Dans ces deux localités, la succession ne contient pas de carbonates, excepté 8,3 m de calcaire (Formation de Peyto, hémicycle C2) à la localité 73.

Près de l'extrémité sud du bassin de Robson, au voisinage de la localité 76, le Cambrien inférieur renferme 245 m de quartzite (Formation de Cranbrook) et, au-dessus, entre 235 et 460 m de couches interstratifiées de quartzite, de shale et de quantités mineures de calcaire (Formation d'Eager). L'épaisseur variable de cette succession interstratifiée est attribuée au fait que l'érosion a précédé le dépôt de la Formation de Jubilee (Cambrien supérieur). À la localité 77 (Schofield, 1922), 370 m de quartzite blanc ont été rattachés à la Formation de Cranbrook (=Groupe de Gog), et 145 m de couches interstratifiées de grès, de shale et d'un peu de calcaire, à la Formation d'Eager. Des fossiles de la partie médiane de la Zone à *Bonnia-Olenellus*, tels que *Wanneria* et *Salterella*, ont été observés dans la Formation d'Eager. Leech (1954) a rencontré des fossiles de la Zone à *Nevadella* à proximité de la coupe stratigraphique de Schofield, et à seulement 30 m au-dessous du sommet de la Formation de Cranbrook. Ainsi, la totalité de la Formation d'Eager et au moins la partie supérieure de la Formation de Cranbrook dateraient de la fin du Cambrien précoce. Personne n'a cherché jusqu'ici à rattacher ces strates à des grands cycles.

À la localité 78, la Formation de Cranbrook contient une unité de dolomie qui a été corrélée avec une unité de magnésite à l'ouest du sillon des Rocheuses du Sud (loc. 87) (Rice, 1937).

Bassin de Columbia

Dans la chaîne Cariboo, à l'extrémité nord-ouest du bassin de Columbia, les strates attribuées au Waucobien appartiennent à la Formation de Mural (150-730 m) et à la partie inférieure de la Formation de Dome Creek sus-jacente. À la localité 79 (fig. 7-6), la Formation de Mural (203 m), comme dans la région du mont Robson, contient les hémicycles A2 (59 m), B1 (91 m) et B2 (53 m); la limite entre les zones à *Nevadella* et à *Bonnia-Olenellus* se trouve à l'intérieur de l'hémicycle B1. Dans la chaîne Cariboo, les deux hémicycles A2 et B2 contiennent plus d'archéocyathidés et de matériel bioclastique que dans la région du mont Robson.

Au-dessus de la Formation de Mural, à la localité 79, se trouvent 73 m de shale gris sombre, se débitant en feuillets très minces («shale carton»), appartenant au membre basal de la Formation de Dome Creek. Cette lithologie, outre l'abondance d'*Ogygopsis* et d'autres genres non décrits du Cambrien précoce qui se rencontrent communément dans des dépôts de talus, suggère que le contact entre les formations de Mural et de Dome Creek représente le passage d'un milieu d'eau peu profonde à un milieu d'eau moyennement profonde.

La relation entre le membre basal et le membre suivant de la Formation de Dome Creek est purement hypothétique, parce que le second n'est pas encore daté. Il contient un siltstone d'eau peu profonde de couleur khaki et gris verdâtre clair de 98m d'épaisseur, fortement bioturbé, et est surmonté par des strates contenant des fossiles du Cambrien tardif.

Au sud de la chaîne Cariboo, le Waucobien est soit absent, soit impossible à distinguer des autres métasédiments du Complexe métamorphique de Shuswap. Encore plus au sud (loc. 81 à 86), le Waucobien est en partie représenté par la Formation de Badshot, unité carbonatée distinctive située à l'intérieur d'une succession à prédominance clastique. La Formation de Badshot comprend typiquement un calcaire gris clair à sombre, massif ou en couches minces à épaisses, et est localement altéré en marbre blanc ou dolomie de couleur chamois. Au nord (loc. 81) et au sud (loc. 86), des localités où s'observent des archéocyathidés permettent de dater la Formation de

Badshot du Waucobien; ces archéocyathidés suggèrent en outre une étroite corrélation latérale avec la Formation de Mural, qui contient aussi de ces fossiles. À peu de distance au sud de la frontière canado-américaine, la Formation de Badshot (Calcaire d'Old Dominion) contient aussi le trilobite *Wanneria* sp. (Resser, 1934; Deiss, 1940) qui appartient à la partie médiane de la Zone à *Bonnia-Olenellus*. Le quartzite sous-jacent contient une faune de la Zone à *Nevadella* (Okulitch, 1951). La Formation de Badshot est partout déformée à l'intérieur de l'arc de Kootenay, où les épaisseurs non corrigées sont les suivantes: localité 81, 320 m; localité 82, 305 m; localités 83 et 84, 30 m; localité 85, 85 m; et localité 86, 50 m. Au nord-ouest de l'arc de Kootenay (loc. 80b), dans le terrane de Kootenay, des archéocyathidés apparaissent dans un calcaire qui atteint parfois plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, et qui est associé à des roches vertes et à un schiste à chlorite calcareux de couleur vert sombre.

Les corrélations lithologiques suggèrent que la base du Waucobien coïncide avec l'horizon non désigné situé à l'intérieur de la Formation de Mohican sous-jacente, ou dans le quartzite latéralement équivalent du Groupe de Hamill (fig. 7-5). La limite entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen est provisoirement placée au sommet ou à peu de distance du sommet de la Formation de Badshot. Cette Formation de Badshot abrite de nombreux petits gîtes de plomb-zinc-argent.

À l'est de l'arc de Kootenay, la succession du Waucobien est placée soit dans le Groupe de Hamill et la Formation de Donald sus-jacente, soit dans la Formation de Cranbrook et la Formation d'Eager sus-jacente. À la localité 80b, le Groupe de Hamill (280 m) se compose principalement de quartzite de couleur claire, disposé en couches épaisses. La Formation de Donald contient une unité basale de 150 m d'ardoise verte et grise, à laquelle succède 150 m de calcaire et de grès calcareux, et finalement au moins 300 m (le sommet de l'unité n'affleure pas) d'ardoise calcareuse grise et de grès. L'étude des fossiles provenant de la localité 80b suggère que le contact entre le Groupe de Hamill et la Formation de Donald se situe au niveau ou à proximité de la limite entre les zones à *Fallotaspis* et à *Nevadella*. Si tel est le cas, la base du Waucobien se situe dans le Groupe de Hamill. À l'intérieur du second membre de la Formation de Donald, se trouve un calcaire de couleur crème, de 3 à 12 m d'épaisseur, contenant des archéocyathidés et d'autres fossiles, y compris *Salterella* sp. Ce calcaire pourrait représenter une mince occurrence de la Formation de Badshot ou l'hémicycle B2 de la Formation de Mural, ou encore les deux. Le genre *Olenellus* ayant été observé dans la partie sommitale de la Formation de Donald, toute la partie exposée de la Formation de Donald n'est pas plus récente que la Zone à *Bonnia-Olenellus* du Cambrien inférieur.

Aux localités 87 et 88, les épaisses couches de quartzite de couleur claire de la Formation de Cranbrook (180 m) sont surmontées par une argilite de couleur gris sombre à gris brunâtre sombre de la Formation d'Eager (1 830 m, sommet non exposé). À cet endroit, la Formation de Cranbrook est semblable à son occurrence dans le bassin de Robson, toutefois la Formation d'Eager se caractérise par des lithologies au grain plus fin. Les fossiles provenant de la partie inférieure de la Formation d'Eager à la localité 88 comprennent de rares fragments attribués à *Bonnia*, à une espèce de *Wanneria*, et à un grand nombre de spécimens de plusieurs espèces de *Olenellus* (Best, 1952). Cette association reflète la partie médiane de la Zone à *Bonnia-Olenellus* et on en déduit que la Formation de Cranbrook sous-jacente se trouve, au moins partiellement, dans la Série waucobienne.

Interprétation des strates du Waucobien

Les strates du Waucobien sont les plus répandues du Système cambrien de la Cordillère canadienne. De plus, c'est dans ces strates que les grands cycles sont les mieux représentés à l'échelle régionale.

Les carbonates attribués au Waucobien peuvent être divisés en deux grands types. Le type 1 cadre bien avec la notion classique du domaine carbonaté médian, étant donné que la proportion de carbonate augmente graduellement à mesure que l'on s'éloigne du craton. Le carbonate est un mudstone calcaire légèrement argileux, qui se présente habituellement en minces couches noduleuses à ondulées (fig. 7-9). Les constructions calcaires sont peu nombreuses, mais lorsqu'elles sont présentes, elles sont particulièrement bien développées sur la marge externe (du côté du bassin) du domaine carbonaté médian. Les carbonates de type 1 sont le mieux représentés dans la Formation de Sekwi. Ils forment aussi des interstrates à l'intérieur du Groupe de Gog à prédominance de quartzite, dans les roches à lithologie variée de la Formation de Donald, et dans la Formation d'Eager du bassin de Robson.

Les carbonates de type 2 forment des couches irrégulières pures et blanches, qui sont localement épaisses ou massives (fig. 7-10). L'intervalle compris entre la Zone à *Nevadella* et la partie médiane de la Zone à *Bonnia-Olenellus* contient des archéocyathidés. Il est possible que les algues aient joué un rôle important durant la sédimentation, et les constructions calcaires, grosses et petites, sont fréquentes. La sédimentation abondante de ce type de carbonate s'accorde assez mal avec le modèle classique du domaine carbonaté médian. Il est possible que cette accumulation se soit effectuée au large du domaine carbonaté médian, vers l'intérieur du bassin, en un endroit séparé de ce domaine par une cuvette intermédiaire. Des exemples des carbonates de type 2 sont représentés par les formations d'Illtyd et de Jones Ridge sur la plate-forme du Yukon, les grandes constructions calcaires entourés de shale de faciès de bassin à la localité 33, dans le sud du bassin de Selwyn, et des constructions semblables à l'ouest de la faille de Gundahoo (loc. 34), dans le bassin de Kechika. Parmi les exemples pris à l'ouest des sillons des Rocheuses et de Tintina, on peut mentionner la Formation de Rosella située sur la plate-forme de Cassiar et la Formation de Mural située dans le nord du bassin de Columbia. Plus au sud, une partie de la Formation de Badshot pourrait être semblable aux carbonates de type 2, mais l'altération en a presque partout dissimulé les traits dominants.

Série du Cambrien moyen

Bassin de British-Barn

Aucun fossile du Cambrien moyen n'a été découvert dans le bassin de British-Barn, mais des strates de cette série pourraient exister dans un faciès de bassin.

Plate-forme du Yukon et cuvette de Richardson

Sur la plate-forme du Yukon, le Cambrien moyen est représenté par la Formation de Slats Creek, qui surmonte les strates du Protérozoïque moyen-Cambrien inférieur. Dans la partie sud-est de la plate-forme, le morcellement par failles a joué un rôle important durant la sédimentation de la Formation de Slats Creek, et a donné naissance à la fois à des dépôts marins et à des dépôts alluviaux. À son stratotype (fig. 7-11, loc. 4), la Formation de Slats Creek contient un membre inférieur à siltstone (800 m), dans lequel les fossiles se situent entre la toute fin du Cambrien précoce et la Zone à *Glossopleura* du Cambrien moyen inclusivement. Le membre supérieur (770 m) contient un siltstone, des couches massives de conglomérat et un grès rouge brique. *Glossopleura* apparaît à peu de distance au-dessus des conglomérats à la base de ce membre, mais aucun fossile n'a été découvert à un niveau stratigraphique plus élevé. À la localité 5, non loin du stratotype, la Formation de Slats Creek (780 m) contient un siltstone, une dolomie en couches épaisses et quelques rares couches de grès rouge brique. À cet endroit, la formation date entièrement du début du Cambrien moyen, et contient des fossiles de la Zone à *Plagiura-Poliella* (?) à sa base et des fossiles de la Zone à *Glossopleura* à son sommet. Plus au sud-ouest, à la localité 6, la Formation de Slats Creek est constituée de grès rouge brique et d'abondantes couches massives de conglomérat mal trié, de 605 m d'épaisseur. Les filons-couches de roches vertes et les roches volcaniques interstratifiées que l'on trouve dans la Formation de Slats Creek indiquent une activité ignée au Cambrien moyen (Green, 1972).

Au-dessus de la Formation de Slats Creek, à la localité 4, une disconformité est présente sous la Zone à *Cedaria-Crepicephalus*, et à la localité 3, une disconformité a été reconnue sous la Zone à *Elvinia*. On ne sait pas si ces disconformités représentent l'érosion de strates plus récentes ou de strates du Cambrien moyen de plus grande extension latérale, ou bien si la sédimentation du Cambrien moyen sur la plate-forme du Yukon s'est terminée avec le dépôt de la partie inférieure du Cambrien moyen.

Sur la marge sud-ouest de la plate-forme du Yukon (loc. 7), aucun fossile du Cambrien moyen n'a été reconnu dans la Formation de Jones Ridge, fossilifère, qui s'échelonne du Cambrien inférieur à l'Ordovicien moyen (Brabb, 1967; Palmer, 1968). Les dépôts de talus proches, situés dans l'extrême est de l'Alaska (Formation de Hillard), ont fourni des fossiles qui représentent seulement la partie sommitale du Cambrien moyen.

À l'intérieur de la cuvette de Richardson (loc. 1), le grès de Slats Creek du Cambrien moyen, disposé en couches moyennement épaisses, de couleur brun clair, dépasse 715 m d'épaisseur et résulte probablement du morcellement par failles de la plate-forme du Yukon. Ce grès remplace localement le shale sombre et le calcaire en plaquettes dans la partie inférieure de la Formation de Road River (fig. 7-7). Environ 150 m de shale noir de la Formation de Road River (Cambrien moyen?), contenant des spicules de *Protospongia* sp., surmontent la Formation de Slats Creek dans cette coupe. À la localité 2, le grès de la partie inférieure de la Formation de Slats Creek s'interdigite avec le shale sombre de la Formation de Road River qui contient *Protospongia*. Aucun fossile caractéristique n'a été trouvé dans le grès de la Formation de Slats Creek à l'intérieur de la cuvette de Richardson, mais à la localité 2, des fossiles de la toute fin du Cambrien précoce sont présents dans la Formation d'Illtyd sous-jacente, et des fossiles du début du Cambrien tardif existent à 150 m au-dessus du grès à la localité1 (Fritz, 1985).

Dans deux localités du bassin de Selwyn (Fritz, 1976; Cecile, 1982), existent localement d'épaisses successions de grès du Cambrien moyen (?) semblables à celles de la cuvette de Richardson; ce grès provient possiblement du morcellement par failles de la plate-forme du Yukon.

En résumé, seule la partie inférieure de la succession du Cambrien moyen a été identifiée sur la plate-forme du Yukon. Des roches clastiques ont été versées dans la cuvette de Richardson à l'est, et possiblement dans le bassin de Selwyn au sud-est, mais n'ont pas été trouvées à l'ouest. Les strates du domaine détritique externe datant de la fin du Cambrien moyen à l'ouest de la plate-forme du Yukon, et les strates présumées appartenir à la partie supérieure du Cambrien moyen à l'est ne contiennent pas de telles roches clastiques. Par conséquent, il est probable que les mouvements différentiels survenus sur la plate-forme avaient cessé dès le milieu du Cambrien moyen (Zone à *Bathyuriscus-Elrathina*).

Bassin de Selwyn

Dans l'extrémité nord-est du bassin de Selwyn, le Cambrien moyen ainsi que les strates du sommet du Cambrien inférieur et de la base du Cambrien supérieur sont représentés par la Formation de Hess River (fig. 7-12). À cet endroit, la Formation de Hess River est comprise dans le Groupe de Road River qui s'échelonne de la partie supérieure du Cambrien inférieur au Dévonien, et contient un shale gris sombre à noir, et un calcaire en plaquettes gris sombre. La Formation de Hess River présente un contact diachronique avec la Formation de Sekwi sous-jacente, et dans les secteurs où la sédimentation a été rapide, la partie de la formation appartenant au Cambrien inférieur et au Cambrien moyen dépasse localement 2 500 m d'épaisseur (Cecile, 1982). Le long de la marge nord-est du bassin de Selwyn, l'épaisseur du Cambrien inférieur et du Cambrien moyen est très variable à l'intérieur de la Formation de Hess River. Dans les régions marginales, comme dans les régions plus typiques d'un milieu de bassin, il est difficile de subdiviser les strates cambriennes. Aux localités 13 et 14, plus rapprochées du bassin (fig. 7-11), le Cambrien moyen se limite à quelques mètres de strates. Dans les parties sud et ouest du bassin de Selwyn, le Cambrien moyen est généralement absent au-dessous de la Formation de Rabbitkettle et du Groupe de Kechika (Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur) (fig. 7-12; voir également Fritz, 1985). La Formation de Rabbitkettle, comme le Groupe de Kechika, contient en abondance un siltstone gris moyen, mais pas de shale noir et de faunes typiques de bassin.

Dans le centre est du bassin de Selwyn, la Formation de Rockslide du Cambrien moyen, qui constitue une langue du Groupe de Road River, est localement surmontée par la Formation de Rabbitkettle (fig. 7-12) et par son équivalent d'eau peu profonde, la Formation de Broken Skull. La Formation de Rockslide, qui se compose de calcaire en plaquettes noir et de shale, passe latéralement à une dolomie d'eau peu profonde de la Formation d'Avalanche.

Figure 7-11. Distribution des affleurements, localités et faciès du Cambrien moyen. Voir la figure 7-2 pour les remarques explicatives concernant les références.

Par suite de l'érosion antérieure au dépôt de la Formation de Rabbitkettle, les formations de Rockslide et d'Avalanche ne sont préservées que localement.

Cecile (1982) a indiqué que la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur dans la partie nord-est du bassin de Selwyn se plaçait près du contact entre la Formation de Hess River et une succession sus-jacente composée de calcaire en plaquettes gris sombre et d'une quantité moindre de shale gris sombre à gris noir. Cecile a placé la succession sus-jacente dans la Formation de Rabbitkettle, mais dans le présent volume, celle-ci est désignée du nom de «Formation de Rabbitkettle» écrit entre guillemets, pour souligner la différence entre cette lithologie et celle de la formation type au sud.

Dans l'extrémité nord-est du bassin de Selwyn, la Formation de Hess River passe vers l'est d'une position sous-jacente à la «Formation de Rabbitkettle» à une position sous-jacente à la Formation de Franklin Mountain (carbonate de craton), tout comme la Formation de Rockslide au sud qui passe d'une position sous-jacente à la Formation de Rabbitkettle à une position sous-jacente à la Formation de Broken Skull. Dans les paragraphes qui suivent, les lithologies du Cambrien moyen peuvent être suivies le long de la marge du nord-est et du centre est du bassin de Selwyn, à partir du stratotype de la Formation de Hess River (fig. 7-11, loc. 10) vers le sud, jusqu'au stratotype de la Formation de Rockslide (loc. 25).

À son stratotype, la Formation de Hess River contient 60 m de shale noir du Cambrien inférieur (?), surmonté par 360 m de calcaire en plaquettes argileux gris sombre, interstratifié de siltstone gris sombre. Une importante partie de l'unité se situe dans le Cambrien supérieur, étant donné que *Cedaris* sp. et *Glyptagnostus stolidotus* ? ont été trouvés entre 140 et 150 m au-dessus de la base de l'unité à la localité 9 adjacente.

Au nord-est du stratotype de la Formation de Hess River (loc. 8), la formation contient 48 m de shale noir, 240 m de calcaire en plaquettes gris sombre et 110 m de shale brun clair. Aucun fossile n'a été trouvé dans les deux unités inférieures, mais le shale brun supérieur contient *Bathyuriscudilla* sp., *Brassicicephalus* sp., *Cedaris* sp., *Orria* sp. et *Lejopyge calva*, qui indiquent que celles-ci se trouvent près de la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur.

À la localité 11, à l'est du stratotype de la Formation de Hess River, cette formation est surmontée par la Formation de Franklin Mountain et comprend 365 m de shale gris sombre à noir interstratifié de calcaire en plaquettes. Les fossiles provenant des 103 m sommitaux de la Formation de Hess River appartiennent à la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina*. À la localité 12, la Formation de Hess River (120 m) se trouve aussi au-dessous de la Formation de Franklin Mountain et présente la même lithologie qu'à la localité 11. Elle contient des fossiles du tout début du Cambrien moyen (Zone à *Plagiura-Poliella*) à 10 m au-dessus de sa base, et des fossiles de la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina* dans l'intervalle compris entre 20 et 85 m au-dessus de sa base. À 22 kilomètres au sud-est de la localité 12, les formations de Hess River et de «Rabbitkettle» n'existent pas au-dessous des strates de l'Ordovicien inférieur.

Près des localités 15 et 24 (fig. 7-11), les strates équivalentes aux formations de Hess River et de «Rabbitkettle» ne peuvent être différenciées. Pour cette raison, Blusson (1971) en a fait qu'une seule unité (l'unité 16), qui a maintenant pour nom «Formation de Road River». À la localité 15, les 200 m inférieurs de la Formation de Road River sont constitués d'un shale noir contenant à la base, le trilobite *Goldfieldia* sp. du Cambrien précoce. À l'intérieur de l'unité sus-jacente, composée de shale sombre et de calcaire en plaquettes, environ 420 m de strates appartiennent au Cambrien moyen et au Cambrien supérieur, et contiennent à la base *Ptychagnostus richmondensis* de la Zone à *Bolaspidella*, ainsi que *Cedaria* et *Blountia* 140 m plus haut. Cette dernière association suggère que la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur se situe au-dessous du niveau de 140 m. À la localité 24, un shale sombre et un siltstone prédominent, avec des fossiles du Cambrien précoce à 15 m au-dessus de la base de la formation, et des fossiles du sommet du Cambrien moyen (?) à 650 m au-dessus de la base de cette formation.

À la localité 16, un calcaire en plaquettes, plutôt qu'un shale, prédomine dans l'ensemble de la partie inférieure de la Formation de Road River. À cet endroit, les 30 m

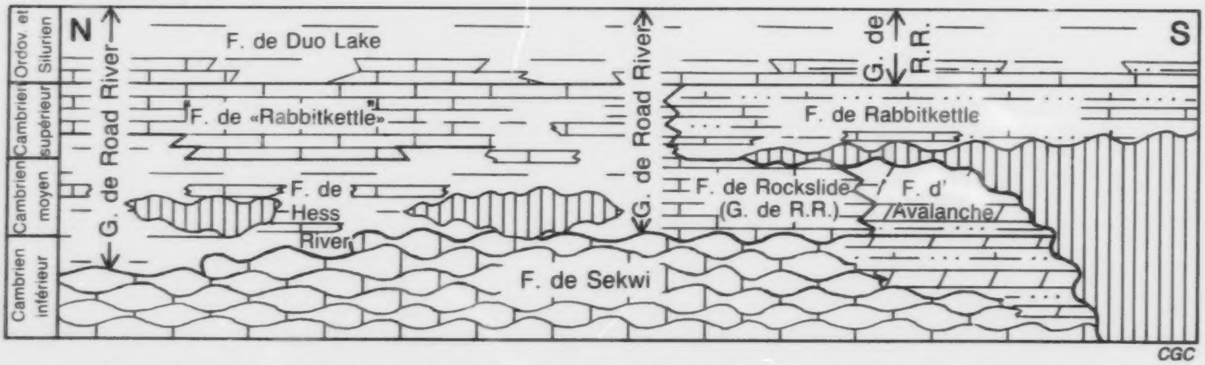


Figure 7-12. Coupe stratigraphique schématique montrant les relations latérales des unités comprises entre le Waucobien et le Cambrien supérieur inclusivement, dans la partie est du bassin de Selwyn. Les carbonates de plate-forme, excepté ceux de la Formation d'Avalanche, ne sont pas montrés. La légende accompagne la figure 7-3.

inférieurs peuvent être rattachés de façon discutable au Cambrien inférieur, les 120 m sus-jacents contiennent des fossiles qui représentent la majorité des zones du Cambrien moyen; aucune variation lithologique n'apparaît à la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur.

De la localité 17, vers le sud, le long d'un affleurement allongé (loc. 17 à 21), Blusson (1971) a cartographié une unité du Cambrien moyen (unité cartographique 15) et une unité du Cambrien supérieur (unité cartographique 17) qui ressemblent dans une certaine mesure à la Formation de Hess River et à la Formation de «Rabbitkettle» sus-jacente de la localité 10. Les coupes stratigraphiques le long de cette bande indiquent que le Cambrien inférieur, dans sa partie postérieure à la Formation de Sekwi, est soit très mince soit absent, et que le Cambrien moyen, s'il existe, est mince et représenté seulement par la Zone à *Bolaspidella*. La succession la plus épaisse du Cambrien moyen se situe à la localité 21 (140 m), et, à proximité, 110 m de strates sont présents à la localité 22.

À l'est des localités 17 à 21, le stratotype de la Formation de Rockslide (fig. 7-11, loc. 25) ne contient que des strates du Cambrien moyen, et son épaisseur dépasse 500 m. À cet endroit, la Formation de Rockslide repose en disconformité sur la Formation de Backbone Ranges, et elle est elle-même surmontée en concordance par la Formation de Broken Skull. Dans sa moitié inférieure, le stratotype de la Formation de Rockslide comprend un siltstone calcareux bariolé et un calcaire silteux. À cette localité, les zones à *Plagiura-Poliella*, *Albertella* et *Glossopleura* sont bien représentées par des fossiles. La moitié supérieure du stratotype comprend de minces couches de calcaire gris sombre, contenant des faunes de la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina* dans sa partie inférieure. Sa partie supérieure n'est pas encore datée, mais elle n'est probablement pas plus jeune que la Zone à *Bolaspidella*.

À la localité 29, en direction du bassin, la Formation de Rockslide (430 m) représente toute la Série du Cambrien moyen, et surmonte en concordance la Formation de Sekwi. Un calcaire en plaquettes gris sombre prédomine dans l'ensemble de la Formation de Rockslide, mais un volume moindre d'interstrates de shale noir, contenant localement d'abondants spicules de spongiaires, est aussi présent. Les fossiles contenus dans les 40 premiers mètres en partant de la base, sont corrélables avec ceux des zones à *Plagiura-Poliella*, *Albertella* et *Glossopleura*. La Zone à *Bathyuriscus-Elrathina* a été peu étudiée, mais pourrait occuper une centaine de mètres d'épaisseur dans le stratotype, tandis que la Zone à *Bolaspidella* a au moins 220 m et peut même atteindre 290 m d'épaisseur. La première apparition de *Lejopyge calva* se situe à 90 m au-dessous du sommet de la Formation de Rockslide, et quelques minces interstrates de quartzite sont présentes dans les 60 m sommitaux. Ces minces couches annoncent une unité basale de quartzite, de 40 m d'épaisseur, dans la Formation de Rabbitkettle sus-jacente. Étant donné que *Baltagnostus* sp., *Elrathina* sp., *Hypagnostus* et *Ptychagnostus aduleatus* ? (Cambrien moyen sommital) se situent à 7 m au-dessous de l'unité du quartzite de 40 m d'épaisseur, et qu'*Agnostus* sp., *Blountia* sp., *Cedaria* sp., *Kormagnostus* sp. et *Welleraspis* (début du Cambrien tardif) se trouvent à 4 m au-dessous du sommet de l'unité de quartzite, la discordance sous-jacente à la Formation de Rabbitkettle est moins importante à la localité 29 que dans les coupes plus au sud.

Au sud des localités 25 à 29 (fig. 7-11), la Formation de Rockslide passe latéralement à la dolomie (loc. 27, 28 et 30) de la Formation d'Avalanche (fig. 7-12). Le stratotype de la Formation d'Avalanche (loc. 28, 400 m) se situe près de la limite entre le domaine carbonaté médian et le domaine détritique interne, et est constitué de dolomie en couches minces à épaisses, de couleur chamois en surface altérée, interstratifiée avec un volume égal de siltstone gris verdâtre. À la localité 30, la Formation d'Avalanche se trouve sur la bordure externe du domaine carbonaté médian, et comprend 325 m de dolomie massive ou en couches épaisses, présentant une couleur gris terne en surface altérée. À cet endroit, elle recouvre 100 m de dépôts de talus de la Formation de Rockslide; leurs rapports s'accordent avec la distribution des carbonates de plate-forme de la Formation d'Avalanche, qui ont progradé sur des strates de talus de la Formation de Rockslide. La Formation d'Avalanche ne contient généralement pas de fossiles, excepté ceux de la Zone à *Plagiura-Poliella* et *Albertella* dans les couches inférieures plus argileuses.

Il est connu que les strates du Cambrien moyen s'arrêtent à 45 km au sud de la localité 28 et que plus au sud, dans le bassin de Selwyn, elles sont inexistantes sous la discordance régionale sous-jacente à la Formation de Rabbitkettle.

En résumé, il est difficile de séparer les strates du Cambrien moyen des strates du Cambrien inférieur et supérieur à l'intérieur de la Formation de Road River. L'érosion locale et la resédimentation des strates de talus et de bassin pourraient expliquer les variations latérales rapides observées dans le Cambrien moyen, mais ceci reste à vérifier par des études détaillées. À partir des localités susmentionnées et en s'éloignant du littoral, le Cambrien moyen s'amincit probablement. L'absence du Cambrien moyen dans les parties sud et ouest du bassin de Selwyn est attribuée à une érosion antérieure au dépôt des formations de Rabbitkettle et de Kechika.

Bassin de Kechika

À l'intérieur du bassin de Kechika, le Cambrien moyen montre des changements de faciès marqués, attribuées au morcellement par failles synsédimentaire. Près du mont Roosevelt (fig. 7-11, loc. 35), le «faciès de Roosevelt» comprend plus de 1 525 m de fanglomérat et de couches rouges contenant des clastes de taille variant du silt au bloc (Taylor et Stott, 1973; Gabrielse et Taylor, 1982). Les strates de cette partie du graben sont dépourvues de fossiles, mais à l'extrémité sud, aux localités 38 (>850 m) et 36 (>760 m), le genre *Fieldaspis* de la Zone à *Plagiura-Poliella* du début du Cambrien moyen apparaît dans la partie inférieure de la succession, et le niveau de présence le plus bas se trouve à 150 m au-dessus de la base (Fritz, 1979a).

Au sud du «faciès de Roosevelt», dans le même graben ou dans un graben apparenté, se trouve une turbidite constituée de siltstone gris sombre interstratifié de quartzite gris moyen (fig. 7-17, unité A). À la localité 39, les strates du Cambrien moyen (>900 m) ne sont pas fossilifères, mais à la localité 37 (400 m) *Elrathina* sp., *Ptychagnostus punctuosus* et *Zacanthoides* sp., à 120 m au-dessus de la base, correspondent à la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina*. Les 280 mètres suivants appartiennent à la Zone à *Bolaspidella* et on a observé près du sommet *Lejopyge laevigata*, *Bathyuriscidella* sp. et *Metisella*? Les turbidites

à quartzite se prolongent jusqu'au dessus de la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur, dans la Zone à *Dunderbergia*, ce qui indique que le morcellement par failles s'est probablement poursuivi jusqu'au Cambrien tardif.

À l'ouest du «faciès de Roosevelt» et à l'ouest du faciès turbiditique adjacent au sud, la Série du Cambrien moyen aux localités 43 (100 m) et 42 (40 m) se trouve dans un faciès de bassin condensé qui est constitué de shale noir et de calcaire en plaquettes (fig. 7-17, unité B). À ces deux localités, l'équivalent de la Zone à *Albertella* est suggéré par la présence de *Yohoaspis* ? près de la base, et des fossiles équivalents à ceux de la Zone à *Bolaspidella* existent près du sommet. Plus loin vers l'intérieur du bassin (loc. 40 et 41), 200 m de carbonates non datés, de couleur gris clair, pourraient dater du Cambrien moyen (fig. 7-17, partie de l'unité C). Dans un carbonate semblable au-dessous et au-dessus de l'intervalle de 200 m, se trouvent des fossiles de la fin du Cambrien précoce et du début du Cambrien tardif respectivement. Encore plus loin vers l'intérieur du bassin (loc. 44), des constructions calcaires blanches s'alignent en direction du nord-ouest sur une distance de 60 km; plusieurs contiennent des fossiles du Cambrien moyen, appartenant à la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina* (fig. 7-13). Les constructions calcaires ont plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et forment des pics séparés par un shale et un siltstone gris sombre non datés.

Dans le sud-est du bassin de Kechika (fig. 7-11, loc. 45 à 47), le Cambrien moyen fait partie de l'extrême nord du domaine carbonaté médian, qui dans le bassin de Robson forme des montagnes spectaculaires dans les parcs nationaux de Jasper, de Banff, de Yoho. Comme dans le bassin de Robson, le carbonate du bassin de Kechika comprend principalement des couches moyennes à épaisses de dolomie gris clair, présentant une couleur chamois et gris brunâtre moyen en surface altérée. La succession totale est plus mince (loc. 45, 350 m; loc. 46, 520 m; loc. 47, 250 m) qu'au sud-est, à la fois en raison d'un amincissement primaire et d'une érosion antérieure au Cambrien tardif. Le carbonate repose sur environ 60 m de siltstone, quartzite et carbonate interstratifiés appartenant à la Zone à *Plagiura-Poliella*, et à une partie de la Zone à *Albertella*.

Les strates les moins bien connues du Cambrien moyen du bassin de Kechika se trouvent dans le nord du bassin. De vastes affleurements de siltstone, shale et conglomérat présentant une couleur gris brunâtre sombre en surface altérée aux localités 32 et 33, et un plus petit affleurement de conglomérat à la localité 31 pourraient appartenir à la Série du Cambrien moyen (H.Gabrielse, communication personnelle, 1986).

Plate-forme de Cassiar

Aucune strate du Cambrien moyen n'a été identifiée sur la plate-forme de Cassiar. Les strates du sommet de la Formation de Rosella sont presque partout en contact de faille avec le Groupe de Kechika sus-jacent. Près de l'extrémité nord-ouest de la plate-forme de Cassiar (fig. 7-2, loc. 22), une disconformité sépare les strates de la partie intermédiaire(?) du Cambrien supérieur du Groupe de Kechika, des strates sous-jacentes de la Formation de Rosella situées dans la partie inférieure de la Zone à *Bonnia-Olenellus* du Cambrien inférieur.

Figure 7-13. Une des nombreuses constructions calcaires distinctes, alignées, dans les strates du Cambrien moyen du bassin de Kechika (fig. 7-11, loc. 44). Le calcaire blanc se situe dans la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina*. Le pendage moyen est presque vertical. (Photo: H. Gabrielse). GSC 205235-H.

Deux hypothèses sont retenues actuellement au sujet du Cambrien moyen: 1) ces strates se sont déposées sous forme d'une succession condensée de bassin et ont été érodées par la suite au milieu du Cambrien tardif ou avant l'Ordovicien; (2) il existe localement une mince succession du Cambrien moyen à l'intérieur du Groupe de Kechika mais n'a pas encore été identifiée.

Bassin de Robson

Dans le nord-ouest du bassin de Robson, le Cambrien moyen (fig. 7-11, loc. 48 à 58, 300 m à 1 100 m) repose en disconformité sur le quartzite de la Formation de Mahto, ou bien sur le mince carbonate de la Formation de Hota, unités qui toutes deux se trouvent près du sommet du Groupe de Gog (fig. 7-14). La moitié inférieure de la Série du Cambrien moyen (loc. 48 à 51, moyenne = 130 m; loc. 53 à 57, moyenne = 610 m) est représentée par la Formation de Snake Indian, laquelle, à la localité 53 et au nord-ouest, comprend une dolomie gréseuse de couleur jaune en surface altérée, accompagnée d'un peu de shale de couleur rouge en surface altérée. À la localité 54 et au sud-est, la Formation de Snake Indian comprend des intervalles épais de shale et de siltstone gris verdâtre interstratifiés avec des quantités équivalentes de carbonates en couches minces à épaisses. À la base de la Formation de Snake Indian, la Zone à *Plagiura-Poliella* est la plupart du temps mince ou absente, toutefois à la localité 58, elle atteint 275 m d'épaisseur. Les zones à *Albertella* et *Glossopleura* sont présentes dans la Formation de Snake Indian, de même que la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina*, qui se partage entre cette formation et la Formation de Titkana sus-jacente.

La moitié supérieure du Cambrien moyen est représentée par les formations de Titkana et d'Arctomys, sous-jacentes au Groupe de Lynx du Cambrien supérieur (planche 11). La Formation de Titkana est constituée de couches épaisses à minces de dolomie et de calcaire formant des falaises, qui se prolongent vers le sud-est et passent au

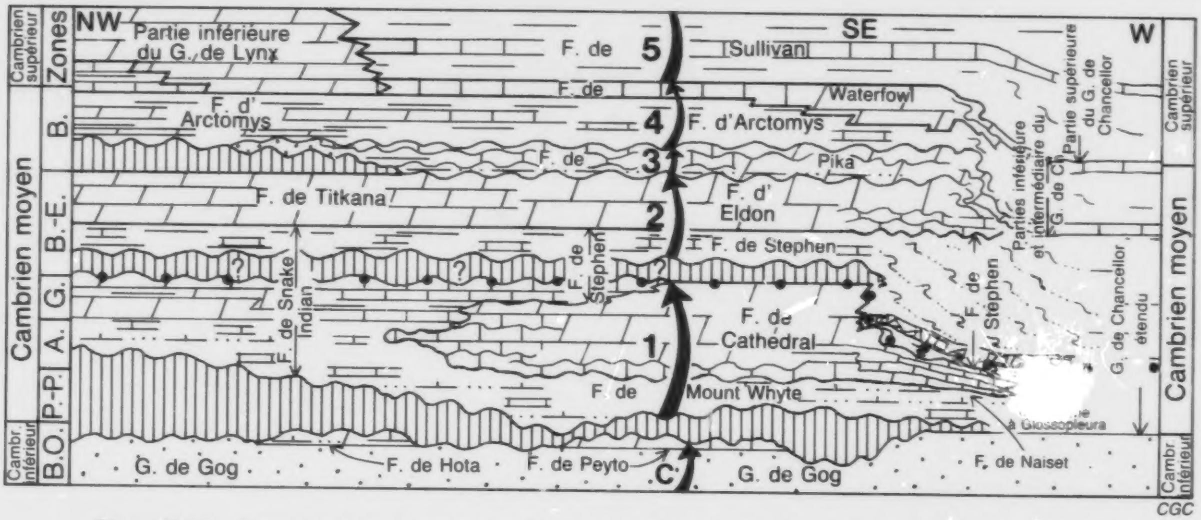


Figure 7-14. Coupe stratigraphique schématique montrant les relations latérales des unités du Cambrien moyen à l'intérieur du domaine carbonaté médian et de la marge adjacente du domaine détritique externe. Les flèches indiquent les grands cycles définis par Fritz (1975, cycle C) et par Aitken (1966, cycles 1-5). Les cercles pleins marquent le sommet de la Zone à *Glossopleura*. La légende accompagne la figure 7-3. Les zones sont définies à la figure 7-1.

carbonate massif de la Formation d'Eldon. À la localité 57, un prolongement vers le nord-ouest de la Formation de Pika (calcaire et shale finement stratifiés) remplace la partie inférieure de la Formation d'Arctomys, et surmonte localement la Formation de Titkana (Slind et Perkins, 1966; fig. 7-14). L'épaisseur de la Formation de Titkana passe de 60 m au nord-ouest (loc. 48) à 300 m au sud-est (loc. 57).

La Formation d'Arctomys sus-jacente est plus mince que la Formation de Titkana, et comprend des shales rouges et jaunes accompagnés de quantités moindres de calcaire et de grès en plaquettes. Les rides de plage, les polygones de dessiccation et les moulages en contre-empreinte de cristaux de sel sont fréquents. Les corrélations lithologiques à partir du sud-est suggèrent que la limite entre les zones à *Bathyuriscus-Elrathina* et à *Bolaspidella* est proche du contact entre les formations de Titkana et d'Arctomys. Des corrélations similaires suggèrent que le contact entre les zones à *Bolaspidella* et à *Cedaria* est peut-être proche du contact entre les formations d'Arctomys et de Lynx. L'observation de *Cedaria* ? sp. à 30 m au-dessous du sommet de la Formation d'Arctomys (Slind et Perkins, 1966) près de la coupe 54 suggère que la partie supérieure de la Formation d'Arctomys est plus récente à cet endroit que dans la partie centrale du bassin de Robson.

J.D. Aitken a décrit de façon détaillée dans le volume n° 5 de la Géologie du Canada (Couverture sédimentaire du craton au Canada) la Série du Cambrien moyen dans les parcs nationaux des Rocheuses canadiennes, et il n'en sera donné ici que les détails essentiels. La plupart des strates du Cambrien moyen à l'intérieur de la région des parcs nationaux, se situent dans le domaine carbonaté médian, et appartiennent à sept formations représentant quatre grands cycles (Aitken, 1966; fig. 7-14). La disconformité basale observée au nord-ouest se prolonge dans la région des parcs, et la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur se situe à l'intérieur de la Formation de Waterfowl.

En bordure du domaine carbonaté médian, du côté du bassin, les hémicycles de roches carbonatés s'épaississent rapidement à travers une étroite région connue sous le nom de «bordure de Kicking Horse» (Kicking Horse Rim) (Aitken, 1971). Sur la lisière occidentale de la bordure, les hémicycles montrent un changement de faciès soudain, passant aux strates du domaine détritique externe comprenant des shales de talus et de bassin et du calcaire en plaquettes de la «mince» Formation de Cathedral (voir ci-dessous), de la Formation de Stephen et du Groupe de Chancellor. Près du mont Field et du mont Stephen (fig. 7-11, loc. 64 et 65a), ce changement et son lien avec les grands cycles s'expliquent au mieux avec un modèle de sédimentation réciproque que Halley (1974) a proposé pour décrire un changement semblable bien que moins soudain dans les strates du Waucobien et de la partie inférieure du Cambrien moyen dans le sud du Great Basin, dans le sud-ouest des États-Unis. La première phase du modèle de Halley, est caractérisée par une sédimentation clastique nulle (les sédiments ayant été transportés au-delà) ou lente dans le domaine détritique interne et la région qui allait ultérieurement être occupée par le domaine carbonaté médian, tandis qu'une sédimentation rapide est caractéristique des faciès de bassin. La seconde phase, montre une sédimentation clastique rapide dans le domaine détritique interne, une sédimentation carbonatée rapide dans le domaine carbonaté médian, et de faibles remplissages sédimentaires dans le bassin.

Si l'on applique la première phase du modèle aux strates de la région du mont Field et du mont Stephen, la Formation de Mount Whyte représente les minces dépôts clastiques dans la région qui est devenue ultérieurement

le domaine carbonaté médian, et la Formation de Naiset représente les épaisses couches de roches clastiques de bassin (fig. 7-14).

Dans le domaine carbonaté médian, la seconde phase est représentée par l'épaisse unité de carbonates (600 m) de la Formation de Cathedral, qui s'est rapidement déposée à l'époque représentée par les zones à *Albertella* et à *Glossopleura*. Durant la seconde partie de cette phase, un calcaire en plaquettes et un peu de shale appartenant au membre inférieur de la Formation de Stephen se sont accumulés à l'est de la bordure dans le domaine carbonaté médian. Dans le bassin, la sédimentation lente a permis l'accumulation des calcaires en plaquettes de la Formation de Cathedral sur le talus raide qui formait la lisière occidentale de la bordure, et vers la fin de la seconde phase, un escarpement de 100 à 300 m s'est formé sur la lisière externe de cette bordure. À la fin de la seconde phase, le fond marin a acquis une morphologie remarquable, qui a fortement influé sur la stratigraphie ultérieure dans la région du mont Field et du mont Stephen, et qui a contribué à la préservation de quelques-uns des plus célèbres fossiles du monde, ceux du Shale de Burgess.

Dans l'application du modèle au second couple shale-carbonate, la première phase est caractérisée par du shale ainsi que des quantités mineures de calcaire bioclastique appartenant au membre supérieur de la Formation de Stephen qui se sont lentement déposés dans la région pour former à nouveau le domaine carbonaté médian. Ces strates contiennent la faune à *Ehmaniella burgessensis* de la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina*. Deiss (1940) et Rasetti (1951) ont signalé que les faunes plus anciennes de la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina* sont absentes au-dessous de cette zone, d'où l'hypothèse de l'existence d'une disconformité entre le membre supérieur (faune à *E.burgessensis*) et les membres sous-jacents (Zone à *Glossopleura*) de la Formation de Stephen (voir aussi North et Henderson, 1954). Une disconformtié a été reconnue à ce niveau sur la bordure de Kicking Horse, entre le membre supérieur de la Formation de Stephen et le carbonate massif sous-jacent de la Formation de Cathedral (Fritz, 1971; McIlreath, 1977a).

La sédimentation de première phase intervenue dans le bassin juste à l'ouest de la bordure est représentée par une plus grande épaisseur de la Formation de Stephen (320 m). La sédimentation a commencé par le dépôt d'une unité de shale (45 m) appartenant à la partie supérieure de la Zone à *Glossopleura*. Les unités sus-jacentes et leurs faunes à *Bathyuriscus-Elrathina* sont les suivantes: (1) une plaine de carbonates d'eau peu profonde contenant principalement des fragments provenant de la bordure adjacente (20 m; voir McIlreath, 1977b), avec une faune du sommet de la Zone à *Glossopleura* et *Kootenia* sp. 1; (2) le shale gris brunâtre des «Couches fossilifères» bien connues du mont Stephen (30 m), avec une faune à *Ogygopsis klotzi*; (3) le shale gris sombre (25 m), avec une faune à *Pagetia bootes* (comprend les «Couches à phyllopodes», de 2,3m, contenant les fameux fossiles du Shale de Burgess (voir Walcott, 1912; Whittington, 1980; etc.); (4) le shale gris (200 m), dont la partie supérieure se prolonge dans le membre supérieur de la Formation de Stephen au-dessus de la bordure, avec une faune à *Ehmaniella burgessensis*.

Le carbonate sus-jacent de la Formation d'Eldon représente la seconde phase. La Formation d'Eldon, comme la Formation de Cathedral, s'amincit rapidement en direction du bassin à partir de la bordure; cette relation n'a pas été étudiée en détail.

À l'ouest des localités 64 et 65a (fig. 7-11), et jusqu'au sillon des Rocheuses du Sud, les strates du Cambrien moyen représentent un faciès de bassin. Cook (1970, 1975) a réparti toutes ces strates entre une division inférieure (1000 m) et une division intermédiaire (600 m) du Groupe de Chancellor. Les deux unités comprennent un shale gris sombre, gris verdâtre et gris brunâtre et un calcaire argileux, qui présentent tous deux un clivage et sont généralement dépourvus de fossiles. La présence de *Lejopyge* ? sp. au sommet de la division intermédiaire confirme la notion selon laquelle cet horizon serait proche de la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur, et serait équivalent au sommet de la Formation de Waterfowl du domaine carbonaté médian (fig. 7-14). McIlreath (1977a) a limité les divisions inférieure et intermédiaire du Groupe de Chancellor à l'équivalent latéral compris entre la Formation d'Eldon et la Formation de Waterfowl inclusivement, et a donc grandement réduit les estimations d'âge et d'épaisseur du Groupe de Chancellor. Dans la présente interprétation (fig. 7-14), les deux divisions de McIlreath ont été adoptées pour la région située immédiatement à l'ouest de la bordure aux localités 64 et 65, mais un «Groupe de Chancellor étendu» a été reconnu plus au sud-ouest, de sorte que la base du Groupe de Chancellor coïncide à cet endroit avec le sommet du Groupe de Gog.

Dans le sud-est du bassin de Robson (loc. 65b) les strates du Cambrien moyen et de la partie inférieure du Cambrien supérieur ont été attribuées de façon informelle à la «Formation de Tanglefoot» par Thompson (1962). Celui-ci estimait que ces strates (de puissance moyenne de 1 200 m) représentent une sédimentation dans un graben situé à l'extrémité septentrionale de la Montanie. Benvenuto et Price (1979) ont interprété la faille à la limite sud de la «Formation de Tanglefoot» comme une faille de déchirure postsédimentaire. Puisque la lithologie de la «Formation de Tanglefoot» rappèle celle du Groupe de Chancellor, il est probable que la «Formation de Tanglefoot» s'est déposée en constituant une partie de cette unité, et a plus tard été charriée vers l'est. La «Formation de Tanglefoot» se trouve en contact progressif à la fois avec la Formation d'Eager sous-jacente (Cambrien inférieur), et avec le Groupe de McKay sus-jacent (Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur). Les fossiles récoltés par G.B. Leech dans un horizon non désigné de la «Formation de Tanglefoot» comprennent *Ehmaniella*, *Parkaspi*, *Protospongia* et *Ptychagnostus*. Ces fossiles appartiennent à la Zone à *Bathyuriscus-Elrathina* et sont corrélatifs du faciès de bassin de la Formation de Stephen. La présence du trilobite *Pterocephalia* cf. *P.sanctisabae* (A.R. Palmer dans Thompson, 1962), daté du Dresbachien tardif-Franconien précoce, dans la partie supérieure de la «Formation de Tanglefoot» renforce l'hypothèse selon laquelle la résistante Formation de Jubilee (Cambrien supérieur), se terminerait à l'extrémité nord de la localité 65b par un changement de faciès latéral, passant au faciès de McKay.

Dans l'extrémité sud-est du bassin de Robson (loc. 66-68), la surface d'érosion sous-jacente au Cambrien moyen, observée au nord-ouest, coupe profondément à travers les strates du Protérozoïque moyen de la Montanie (Norris et Price, 1966). À cet endroit, la Formation de Flathead sus-jacente (probablement diachronique et incluant la partie

supérieure de la Zone à *Plagiura-Poliella* et la partie inférieure de la Zone à *Albertella*) surmonte une surface érodée à 1 500 m au-dessous du sommet du Supergroupe de Purcell (Belt). La Formation de Flathead comprend un quartzite pouvant atteindre 45 m d'épaisseur. À la localité 66 (fig. 7-11), les fossiles du sommet de la Zone à *Plagiura-Poliella* existent à peu de distance au-dessus d'un contact progressif avec la Formation de Gordon sus-jacente. Cette dernière (45 à 90 m d'épaisseur) est composée de shale tendre, gris verdâtre, contenant une faune de la Zone à *Albertella*. Une langue de la Formation de Gordon contenant cette faune se prolonge vers le nord-ouest jusque dans la Formation de Cathedral, où il est connu sous le nom de «Membre de Ross Lake». Le sommet de la Formation de Gordon et la dolomie sus-jacente de la Formation d'Elko (jusqu'à 155 m d'épaisseur), qui forme des falaises, appartiennent à la Zone à *Glossopleura*. Un intervalle étroit contenant un siltstone sépare la Formation d'Elko de la dolomie sus-jacente, moins résistante, généralement en couches plus minces, de la Formation de Windsor (70 m). Une discordance régionale sépare les strates des formations d'Elko et de Windsor des roches du Dévonien moyen.

Bassin de Columbia

On sait peu de choses des strates du Cambrien moyen qui se trouvent dans le bassin de Columbia. Ce qui pourrait être une surface d'érosion subordovicienne, a été signalée près de la frontière canado-américaine (Park et Cannon, 1943), et des surfaces d'érosion subdévoniennes existent dans la chaîne Purcell (Root, 1983) et la chaîne Cariboo (Campbell et al., 1973). Dans cette dernière région, la présence de *Glossopleura* cf. *stenorhacis* dans les couches déformées indique un certain degré de sédimentation au Cambrien moyen (Sutherland Brown, 1963). Dans la même région, un siltstone bioturbé du Cambrien supérieur ? (100 m d'épaisseur), repose en disconformité sur des strates du Cambrien inférieur, ce qui indique un autre épisode d'érosion.

Dans le sud-est du bassin de Columbia (fig. 7-11, loc. 70 et 71), l'épaisseur anormalement élevée de 1 800 m indiquée pour la Formation d'Eager suggère ou bien un épaississement tectonique ou encore que cette dernière pourrait contenir des strates du Cambrien moyen aussi bien que du Cambrien inférieur.

La Formation de Metaline, fossilifère, datée du Cambrien moyen (900 m) et située immédiatement au sud de la frontière canado-américaine (Park et Cannon, 1943) est constituée de carbonates massifs ou en couches épaisses, connus au Canada sous le nom de «Formation de Nelway» (loc. 73). La corrélation lithostratigraphique de la Formation de Metaline avec la Formation de Nelway, non fossilifère, confirme qu'au moins quelques strates du Cambrien moyen s'étendent jusque dans cette partie du bassin de Columbia. Les fossiles de la Formation de Metaline, à savoir *Elrathina*, *Kootenia*, *Ogygopsis*, *Olenoides* et *Parkaspis* sont corrélatifs de la faune à *Ogygopsis klotzi* reconnue dans la Formation de Stephen, tout près de la bordure de Kicking Horse, du côté du bassin (McLaughlin et Embysk, 1950). La présence de cette faune, conjuguée au fait que la Formation de Nelway se termine abruptement au nord contre des ardoises de bassin, de couleur gris verdâtre, de la Formation de Laib (partout cartographiés comme un contact de faille par Little, 1960), semble indiquer que la Formation de Nelway représente la bordure externe d'une zone carbonatée, tout comme les Formation de Cathedral et d'Eldon aux localités 64 et 65a du bassin de Robson. La Formation de Laib contient peut-être des strates qui sont l'équivalent latéral de la Formation de Nelway et pourrait, comme la version étendue du Groupe de Chancellor, contenir la totalité de la Série du Cambrien moyen. Dans l'unique coupe mesurée de la Formation de Laib (loc. 72), la formation se compose en majeure partie d'une argilite et d'une phyllade de couleur gris vert. À cet endroit, l'épaisseur totale, y compris 130 m de strates appartenant probablement au Cambrien inférieur, atteint 970 m. Little (1960) a indiqué que 1 500 m était une évaluation plus réaliste de l'épaisseur de la Formation de Laib.

Au sud de la frontière canado-américaine, un contact net entre le carbonate de la Formation de Metaline et l'ardoise noire sus-jacente de la Formation de Leadbetter (Ordovicien) pourrait représenter une surface d'érosion (Park et Cannon, 1943). Au nord, la Formation d'Active (=Formation de Leadbetter) serait partout en contact de faille avec les formations adjacentes (Little, 1960).

Résumé de la sédimentation au Cambrien moyen

La Série du Cambrien moyen de la Cordillère canadienne atteint son épaisseur maximale le long d'une zone parallèle à la marge orientale du miogéoclinal. La majeure partie des strates appartiennent aux zones à *Bathyuriscus-Elrathina* et à *Bolaspidella*. La moitié nord de la zone englobe un shale de talus et bassin, de couleur sombre, et un calcaire en plaquettes du domaine détritique externe. Le domaine carbonaté médian, que l'on s'attendait à trouver à l'est, ne s'est pas formé ou a été enlevé par l'érosion antérieure au Cambrien tardif. Une exception, cependant, se trouve dans une petite région irrégulière qui contient la Formation d'Avalanche sur la marge du centre est du bassin de Selwyn. Dans le nord et le centre du bassin de Kechika, les roches clastiques de bassin passent vers l'est à des roches clastiques du domaine détritique interne et ne sont séparées que par un étroit domaine carbonaté médian.

Dans sa moitié sud, la zone de strates relativement épaisses du Cambrien moyen commence au nord de l'arche de Peace River et, de là vers le sud, appartient principalement au domaine carbonaté médian. Elle est beaucoup plus épaisse que la moitié nord. Quatre grands cycles ont été reconnus, en plus d'une étroite bordure composée de carbonate massif sur la marge ouest. La bordure juxtapose un changement de faciès marqué à des strates de talus et de bassin qui à peu de distance disparaissent dans la subsurface.

Dans le bassin de Columbia, les strates du Cambrien moyen n'ont été décrites que localement. Une mince unité de shale du Cambrien moyen s'est possiblement déposée dans ce bassin, mais si tel est le cas, elle a été largement enlevée par l'érosion. La même évolution a été suggérée dans le cas de la plate-forme de Cassiar, les parties sud et ouest du bassin de Selwyn, et le bassin de British-Barn.

Un morcellement par failles a eu lieu au Cambrien moyen sur la marge du centre est du bassin de Kechika, et dans la partie sud-est de la plate-forme du Yukon. Des

sables provenant de cette dernière région ont été localement piégés dans la cuvette de Richardson et dans le bassin de Selwyn (?). L'absence de strates du Cambrien moyen ailleurs sur la plate-forme, et la distribution limitée des sables de plate-forme répandus ailleurs suggèrent que, dans l'ensemble, les effets de ce morcellement par failles se sont annulés mutuellement, et que la plate-forme est restée, dans son ensemble, proche du niveau de la mer.

Série du Cambrien supérieur

Bassin de British-Barn

Des fossiles du Cambrien tardif n'ont pas encore été trouvés dans la partie canadienne du bassin de British-Barn, mais les strates de la localité 1 (fig. 7-15) ont été corrélées, par leur lithologie et leur position stratigraphique, avec une unité proche située dans l'est de l'Alaska et contenant une faune du Cambrien tardif (Dutro et al., 1972). De part et d'autre de la frontière, cette unité comprend des roches volcaniques mafiques et des carbonates (Reiser et al., 1980), et du côté de l'Alaska, contient à la fois des fossiles de la fin du Cambrien précoce et du milieu (?) du Cambrien tardif. L'aspect des strates du Paléozoïque inférieur dans le bassin de British-Barn suggère que la sédimentation survenue au Cambrien tardif s'est aussi effectuée dans des faciès de bassin.

Plate-forme du Yukon et cuvette de Richardson

Dans la partie sud-est de la plate-forme du Yukon, les strates du Cambrien supérieur sont contenues dans deux séquences limitées par des discordances. La séquence inférieure (localement préservée) est la Formation de Taiga qui surmonte les strates allant du Précambrien au Cambrien moyen, mais elle n'est que localement préservée, et elle est à son tour surmontée en disconformité par une épaisse succession de roches carbonatées de grande étendue dont l'âge se situe entre le milieu du Cambrien tardif et le Dévonien précoce, et qui est habituellement appelée «formation de carbonate non dénommée».

À sa localité type (fig. 7-15, loc. 6), dans le coin sud-est de la plate-forme du Yukon, la Formation de Taiga (275 m) comprend des couches de calcaire épaisses à minces présentant une couleur gris clair en surface altérée, et plusieurs unités cycliques de calcaire en couches épaisses, de dolomie présentant une couleur orange vif en surface altérée, et de calcaire argileux en plaquettes de couleur gris jaune clair en surface altérée. Les strates de ces unités cycliques donnent à la formation un aspect zébré. *Bolaspidella*?, *Talbotina* et *Tricrepicephalus*? près de la base et *Densonella*, *Coosella* et *Meteorapis* près du sommet indiquent la présence de la Zone à *Cedaria* et peut-être aussi de la Zone à *Crepicephalus*. Plus à l'ouest (loc. 8), la Formation de Taiga surmonte un grès rouge brique de la Formation de Slats Creek et contient un membre de calcaire silteux disposé en minces couches (220 m) surmonté par des carbonates, en couches moyennes à épaisses (210 m), présentant une couleur gris sombre à chamois en surface altérée.

Sur la bordure sud-ouest de la plate-forme du Yukon (loc. 9), il n'y a peut-être pas de strates équivalentes à celles de la Formation de Taiga, puisqu'aucun fossile appartenant aux zones à *Cedaria* ou à *Crepicephalus* n'a été trouvé dans la Formation de Jones Ridge (Cambrien inférieur-Ordovicien moyen) (Brabb, 1967; Palmer, 1968). Dans la région adjacente de l'Alaska, une faune de la Zone à *Cedaria-Crepicephalus* existe à l'intérieur des dépôts de talus et de bassin de la Formation de Hillard (Waucobien-Ordovicien inférieur) (Palmer, 1968). La Formation de Hillard est surmontée en discordance par des strates de l'Ordovicien moyen de la Formation de Road River.

À la localité 5, la Formation de Taiga est absente, et la formation de carbonate non dénommée repose en disconformité sur le conglomérat marron de la Formation de Slats Creek (Cambrien moyen). Les trilobites *Buttsia* et *Iddingsia*?, qui appartiennent à la Zone à *Elvinia*, se trouvent à 3 et 8 m au-dessus de la disconformité. Aucun fossile n'a été découvert entre ces deux horizons et des fossiles de l'Ordovicien précoce situés 560 m plus haut dans la coupe stratigraphique, de sorte que la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien n'est pas clairement définie. Près des localités 5 et 6, la formation de carbonate non dénommée a plus de 1 860 m d'épaisseur, et est constituée de calcaire pelletoïdal, blanc, en couches épaisses, qui dans de nombreuses régions a été altéré en une dolomie gris clair (Macqueen, 1975).

Dans le nord de la cuvette de Richardson (loc. 2) se trouvent 110 m de brèche karstique provisoirement placée dans le Cambrien supérieur (Fritz, 1974). La brèche se situe immédiatement sous la Formation de Vunta (Ordovicien inférieur (?)-Silurien supérieur (?)) (Norford, 1964).

Dans la cuvette de Richardson, la Série du Cambrien supérieur est représentée par une unité de calcaire en plaquettes et de quelques interstrates de shale gris sombre à noir. L'unité constitue une partie de la succession de bassin comprise entre le Waucobien et le Dévonien inférieur, et attribuée à la Formation de Road River (Fritz, 1985). À la localité 3, elle atteint 2 000 m d'épaisseur, ce qui est proche de son épaisseur maximale. À cet endroit, la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien est proche du sommet de l'unité puisque des échantillons en cannelure prélevés dans les 155 m sommitaux de l'unité contiennent des conodontes du groupe de *Platodus bassleri* datant de l'Ordovicien initial, et que des échantillons prélevés entre 155 et 255 m sous le sommet de l'unité révèlent la présence des conodontes *Cordylodus proavus* et *Eoconodontus notchpeakensis* du Cambrien terminal.

À la localité 4, une mince coupe stratigraphique faillée, que l'on croit représenter les strates de la partie inférieure de la Formation de Road River, contient les trilobites *Cedaria* cf. *prolifica*, *Crepicephalus*, *Kingstonia*, *Lonchocephalus* ?, *Shickshockia* ? et *Tricrepicephalus* en même temps que les graptolites *Callograptus*, *Dendrograptus* et *Dictyonema* (Berry et Norford, 1976). Les trilobites indiquent la Zone à *Crepicephalus*, et possiblement une partie de la Zone à *Cedaria*. Tous ces fossiles semblent indiquer que la majeure partie de l'unité appartient à la Série du Cambrien supérieur.

Sur la bordure orientale de la cuvette de Richardson, la Formation de Road River passe latéralement à la Formation de Franklin Mountain, et sur la bordure occidentale, elle passe à la formation de carbonate non dénommée. Le lien entre les strates de la Formation de Taiga et les strates de la cuvette de Richardson n'a pas été observé, pas plus que le prolongement de la disconformité entre la

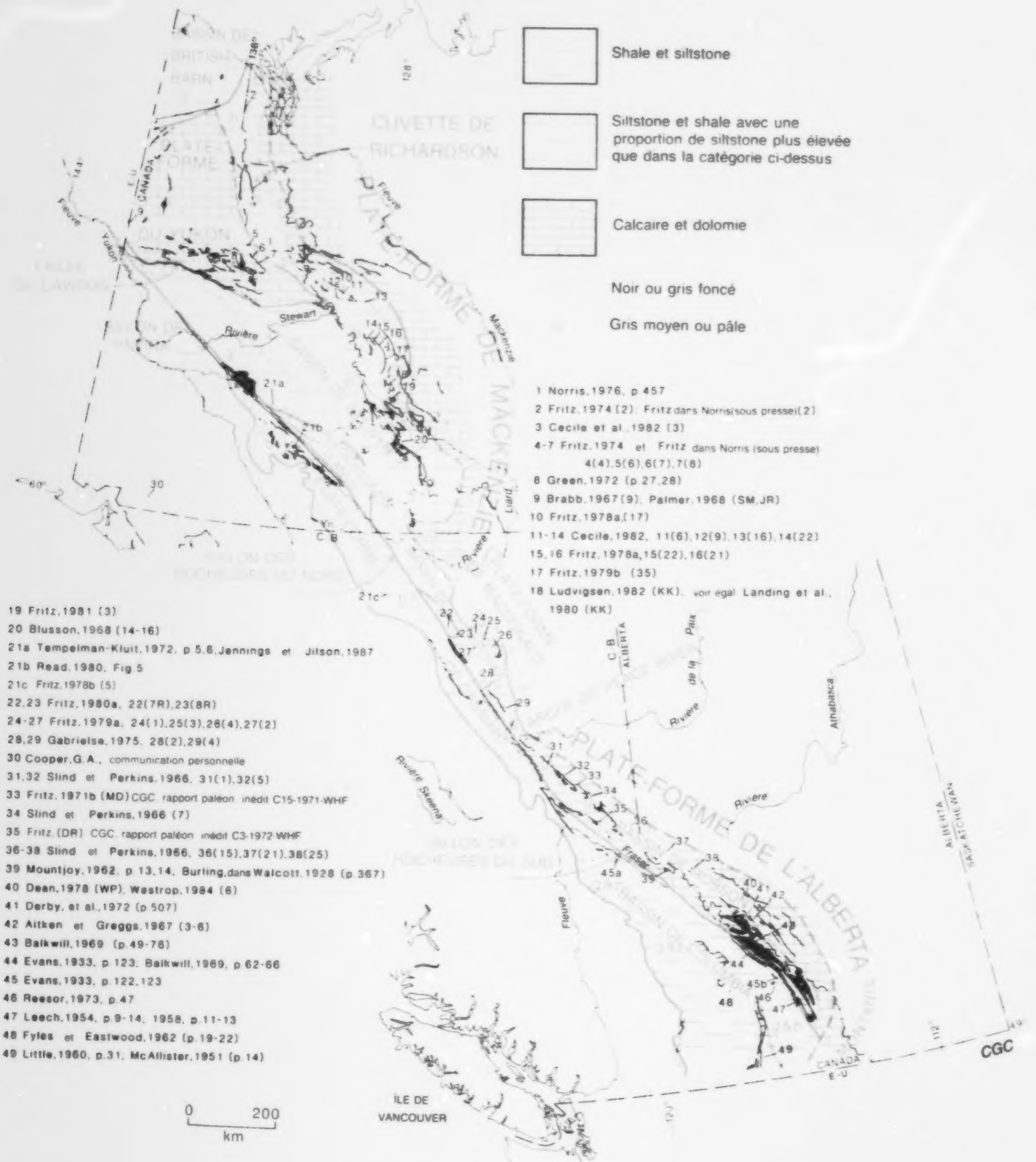


Figure 7-15. Distribution des affleurements, localités et faciès du Cambrien supérieur. Voir la figure 7-2 pour les remarques explicatives concernant les références.

Formation de Taiga et la formation de carbonate non dénommée dans la cuvette de Richardson.

Bassin de Selwyn

Dans la partie nord-est du bassin de Selwyn, les strates du Cambrien supérieur apparaissent principalement dans la «Formation de Rabbitkettle», qui est interdigitée au nord avec la formation de carbonate non dénommée sur la plate-forme du Yukon, et à l'est avec la dolomie de la Formation de Franklin Mountain, sur la plate-forme de Mackenzie. Le calcaire en plaquettes gris sombre du faciès de talus et de bassin de la «Formation de Rabbitkettle» est surmonté par un shale noir à graptolites et un chert de la Formation de Duo Lake de l'Ordovicien (fig. 7-12).

La localité 11 (fig. 7-15) est considérée par Cecile (1982) comme la coupe de référence de la «Formation de Rabbitkettle» (435 m). À cet endroit, jusqu'à 175 m de la Formation de Hess River sous-jacente pourraient appartenir à la Série du Cambrien supérieur. Des fossiles de la Zone à *Elvinia* ont été récoltés dans la partie médiane de la formation, et les fossiles *Caryocaris* et *Clonograptus* du Trémadocien se situent à 26 m au-dessus du sommet de cette formation. À proximité (loc. 10), la «Formation de Rabbitkettle» contient *Glyptagnostus stolidotus* de la Zone à *Crepicephalus*, à 80 m au-dessus de sa base, et *Crenuolimbus* ?, *Dunderbergia*, *Elbergia* et *Kindbladia* de la Zone à *Elvinia* à 300 m au-dessus de sa base. Aucun fossile n'a été récolté dans cette formation à la localité 12 (785 m), mais le graptolite *Glyptograptus* de l'Arénigien existe dans la Formation de Duo sus-jacente, à 120 m au-dessus de sa base. À la localité 13, les formations de «Rabbitkettle» et de Franklin Mountain sont interdigitées l'une avec l'autre, et les langues inférieure et supérieure de la Formation de Franklin Mountain sont séparées par une langue intermédiaire de la «Formation de Rabbitkettle». Dans sa partie inférieure, la Formation de Franklin Mountain (190 m) contient la Zone à *Cedaria*. À la base de la «Formation de Rabbitkettle» (465 m d'épaisseur) se trouve la Zone à *Taenicephalus*. *Eurekia* et *Hungaia* ? sont présents au milieu et au sommet de la formation respectivement. La base de la langue supérieure de la Formation de Franklin Mountain (230 m d'épaisseur) se situe à proximité de la limite entre le Trémadocien et l'Arénigien. Au sommet de cette langue supérieure, s'observe une faune de conodontes de l'Ordovicien moyen, qui se situe à peu de distance au-dessous d'une disconformité séparant la Formation de Franklin Mountain et les strates sus-jacentes du Silurien inférieur de la Formation de Mount Kindle. La «Formation de Rabbitkettle» et la Formation de Franklin Mountain sont interdigitées le long d'une étroite zone, à l'est de laquelle la Formation de Franklin Mountain se compose typiquement de dolomie de couleur gris clair, brune et orange. Près de la base de la Formation de Franklin Mountain, *Blountia*, *Coosina* ?, *Kingstonia* et *Lonchocephalus* indiquent une position proche de la limite entre la Zone à *Cedaria* et la Zone à *Crepicephalus*; en outre, *Billingsella*, près du sommet du tiers inférieur de la formation, indique que cet horizon date du milieu du Cambrien tardif (Norford et Macqueen, 1975). La limite entre le Cambrien et l'Ordovicien n'a pas été très précisément localisée à l'intérieur de la Formation de Franklin Mountain.

Plus loin au sud-est (fig. 7-15, loc.15 et 16), la «Formation de Rabbitkettle» est difficile à reconnaître, puisque le siltstone et le shale sont plus abondants que le calcaire en plaquettes. À la localité 15, la succession du Cambrien supérieur a environ 360 m d'épaisseur, et *Bienvillia*, cf. *Euloma*, *Nanorthis* et *Plethopeltis* se trouvent au-dessous de la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien, et *Symphysurina* au-dessus. À la localité 16, la Série du Cambrien supérieur a 370 m d'épaisseur, mais à cet endroit, elle pourrait reposer en discordance sur la succession du Cambrien inférieur.

Encore plus au sud-est, la Série du Cambrien supérieur est à nouveau représentée par un calcaire en plaquettes (Blusson, 1971, unité 17). À la localité 17, le calcaire en plaquettes (fig. 7-16) a 480 m d'épaisseur, et la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur se trouve à environ 100 m au-dessus de la base du calcaire. Au-dessous de la limite, ont été récoltés *Lejopyge*, *Centropleura* et *Elrathina*, qui représentent le sommet de la Zone à *Bolaspidella*. Au-dessus de la limite, on a reconnu *Agnostus*, *Baltagnostus* et *Cedaria*, qui sont contemporains de la Zone à *Cedaria-Crepicephalus*. À cent mètres au-dessus de la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur, l'équivalent de la Zone à *Aphelaspis* est représenté par les fossiles *Acmarhachis*, *Aphelaspis* et *Glyptagnostus reticulatus reticulatus*. À 160 m au-dessus de la limite, ont été récoltés *Proceratopyge*, *Pseudagnostus* et *Taenicephalus* de la Zone à *Taenicephalus*, et à 260 m, *Hedinaspis* et *Charchaqia*. La limite entre le Cambrien et l'Ordovicien se trouve près du sommet de l'unité de calcaire en plaquettes, et possiblement à l'intérieur d'une unité de shale tendre de 12 m d'épaisseur, qui sépare le calcaire en plaquettes à olénidés ? à son sommet d'un calcaire semblable, mais contenant des asaphidés de l'unité qui suit vers le haut.

Ludvigsen (1982) a décrit les trilobites et la lithologie des 180 m supérieurs de la «Formation de Rabbitkettle» à la localité 18. Les trilobites représentent la Zone à *Symphysurina*, de l'Ordovicien basal, et les équivalents chronologiques des zones à *Missisquoia* et à *Saukia* du Cambrien. Les associations de trilobites des zones du Cambrien diffèrent nettement des trilobites typiques du Cambrien, dans le domaine détritique interne et le domaine carbonaté médian; conséquemment, Ludvigsen les a placé dans ses nouvelles zones à *Yukonaspis* et à *Parabolinella*. La limite entre le Cambrien et l'Ordovicien se trouve à 25 m au-dessous du contact de la «Formation de Rabbitkettle» avec une unité sus-jacente non dénommée de la Formation de Road River.

À la localité 18, la lithologie de la Formation de «Rabbitkettle» reflète sa position intermédiaire entre trois faciès du Cambrien supérieur. La formation contient un calcaire en plaquettes, de couleur gris sombre, typique de la «Formation de Rabbitkettle» au nord, un siltstone calcaire gris moyen et un calcaire silteux noduleux ou en plaquettes rappelant la Formation de Rabbitkettle type au sud, et un calcaire gris moyen à clair indiquant la proximité de la Formation de Broken Skull, qui contient des carbonates de plate-forme à l'est. La Formation de Broken Skull est le prolongement méridional de la Formation de Franklin Mountain, mais contient toutefois un pourcentage plus élevé de roches clastiques. Au nord de la localité 18, des brèches de glissement synsédimentaire sont fréquentes dans la «Formation de Rabbitkettle», et pourraient indiquer la présence de talus relativement raides à proximité des

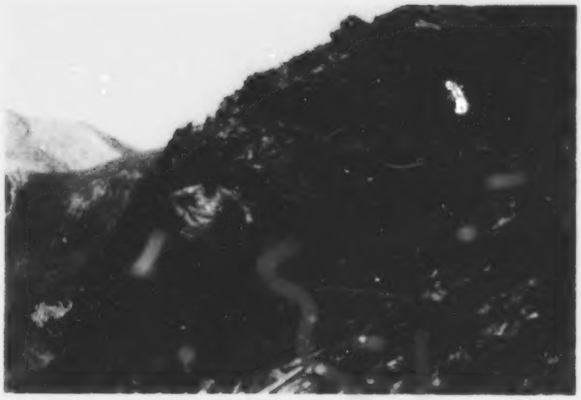


Figure 7-16. Affleurement de strates typiques semblables à celles de la «Formation de Rabbitkettle», constituées de calcaire en plaquettes gris sombre et de shale et siltstone gris sombre à noir. Le géologue se tient à peu de distance au-dessus de la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur. L'affleurement se trouve à 25 km au sud de la localité 17 (fig. 7-15) dans le bassin de Selwyn. GSC 203167-O.

carbonates de plate-forme d'eau peu profonde de la Formation de Franklin Mountain. Au sud, les brèches de talus sont rares ou absentes, et l'on croit que l'abondance des dépôts clastiques aurait empêché le dépôt rapide des carbonates sur l'accore, rendant la transition de la plate-forme au talus continental plus progressive.

À la localité 19, la Formation de Rabbitkettle a plus de 490 m d'épaisseur, et de bas en haut, comprend une unité de quartzite et de siltstone gréseux (120 m) appartenant à la Zone à *Cedaris-Crepicephalus*, une unité de calcaire en plaquettes (140 m) contenant des fossiles de la Zone à *Aphelaspis* à sa base, une unité de shale et siltstone de couleur gris moyen à clair en surface altérée (165 m), d'âge inconnu, et une mince unité à couches ondulées (>65 m) contenant des fossiles de la Zone à *Saukia* à son sommet. L'unité basale surmonte l'extrémité distale d'une discordance qui au sud recoupe les strates sous-jacentes et est surmontée par la Formation de Rabbitkettle.

À sa localité type (fig.7-15, loc. 20), la Formation de Rabbitkettle atteint plus de 1 200 m d'épaisseur, et se compose de calcaire en plaquettes, de calcaire silteux et de siltstone interstratifiés. La formation présente en surface altérée une couleur gris clair à gris brunâtre clair, et se caractérise par une stratification irrégulière ou ondulée, qui explique pourquoi un grand nombre de gens appellent la formation «unité de calcaire silteux à stratification ondulée».

On a provisoirement attribué à la Formation de Rabbitkettle un âge la situant entre la Zone à *Elvinia* du milieu du Cambrien tardif et l'Ordovicien précoce inclusivement à sa localité type, d'après la corrélation avec la Formation de Broken Skull, latéralement équivalente (?) et plus riche en fossiles. Les deux formations sont séparées des strates sous-jacentes par une discordance subfranconienne. Gabrielse et al. (1973) ont remarqué que les strates de la Formation de Rabbitkettle sont généralement corrélables avec celles du Groupe de Kechika.

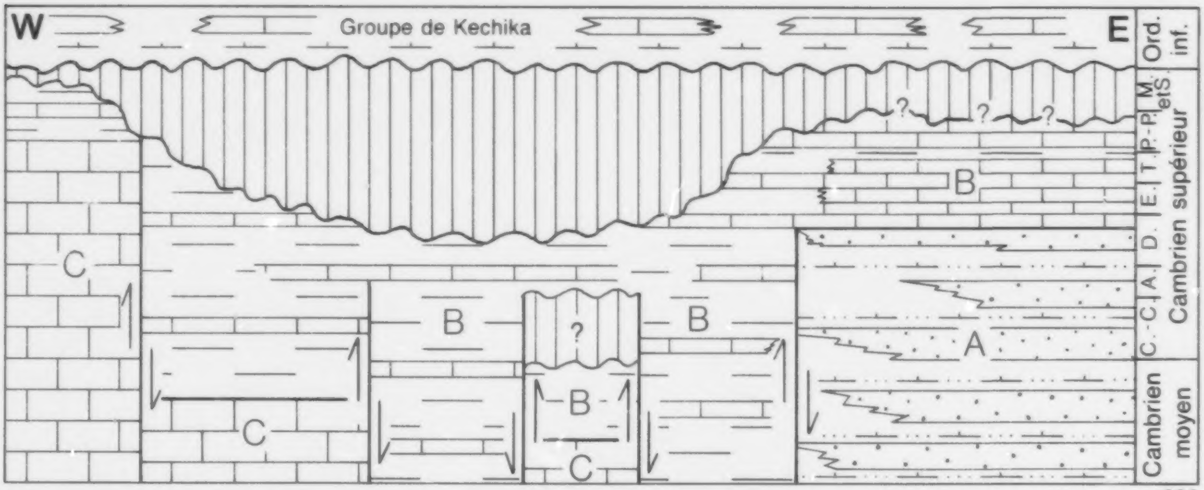
Dans le district minier d'Anvil, situé dans l'ouest du bassin de Selwyn (loc. 21a), une unité de phyllade graphitique, riche en quartz, du Cambrien moyen ? ou supérieur ?, abrite l'un des gisements de plomb-zinc-argent les plus importants du Canada. La succession (300 m) recouvre des strates attribuées au Cambrien inférieur (?) et elle est surmontée par un tuf et une phyllade contenant des roches vertes andésitiques (900 m) qui rappellent d'autres faciès d'eau profonde du Groupe de Kechika et qui, de ce fait, datent probablement du Cambrien terminal-Ordovicien précoce (Tempelman-Kluit, 1972). L'unité est à son tour surmontée par un shale noir (>120 m) de la Formation de Road River, qui contient des graptolites allant de l'Ordovicien moyen au Silurien précoce. Les réserves du district minier d'Anvil, avant exploitation, sont estimées à 120 millions de tonnes métriques de minerai à 3,7 % de plomb, 5,6% de zinc et 45 à 50 grammes d'argent par tonne métrique de minerai (Jennings et Jilson, 1986).

En résumé, au nord-ouest de la localité 18, le Cambrien supérieur du bassin de Selwyn est en majeure partie contenu dans la «Formation de Rabbitkettle», qui contient principalement, et en volumes variables, du calcaire en plaquettes de faciès de talus et de bassin. Au sud-est de la localité 18, le Cambrien supérieur se trouve à l'intérieur de la Formation de Rabbitkettle, de composition plus argileuse, qui surmonte une surface d'érosion «subfranconienne». La Formation de Rabbitkettle passe vers l'ouest et le sud aux strates du Groupe de Kechika, et vers l'est au carbonate de plate-forme des formations de Franklin Mountain et de Broken Skull.

Bassin de Kechika

Dans le bassin de Kechika, les strates du Cambrien supérieur sont principalement des calcaires et shales finement stratifiés (fig. 7-17). À l'extrémité sud du graben de Roosevelt (fig. 7-15, loc. 26), une unité à turbidites de shale et de quartzite interstratifiés, du Cambrien moyen, se prolonge dans le Cambrien supérieur, comme l'indique une faune de la Zone à *Dunderbergia* située à 20 m au-dessous du sommet faillé. Au-dessus de la faille, se trouve une unité du Cambrien supérieur (>280 m), composée de calcaire en plaquettes gris sombre, qui localement présente des structures pénécontemporaines de glissement synsédimentaire, et contient une faune de la Zone à *Taenicephalus*. La succession se termine à son sommet par une seconde faille qui juxtapose l'unité de calcaire en plaquettes à un siltstone de couleur brun clair en surface altérée, du Groupe de Kechika. Un trilobite du tout début de l'Ordovicien précoce, *Symphysurina*, existe dans les couches basales du Groupe de Kechika. Plus loin dans le bassin, à la localité 25, la succession de turbidites du Cambrien moyen se prolonge sur une distance plus courte dans le Cambrien supérieur, étant donné que les fossiles de la Zone à *Cedaria-Crepicephalus* couvrent la limite entre l'unité de turbidites et l'unité sus-jacente de calcaire en plaquettes (>125 m). *Meteoraspis* apparaît à 10 m au-dessous du contact; *Cedaria* ?, et *Kingstonia* ? apparaissent à 45 m au-dessus.

À la localité 27, dans le faciès de bassin, des strates équivalant à la fois à la partie supérieure de l'unité de turbidites du Cambrien moyen et à l'unité de calcaire en plaquettes du Cambrien supérieur existent dans une seule unité condensée (147 m) composée de shale noir (deux



CGC

Figure 7-17. Coupe stratigraphique schématique montrant les corrélations latérales des strates du Cambrien supérieur à travers la partie centrale du bassin de Kechika. Les limites des zones à la droite de la figure ne concordent avec les horizons que dans les strates adjacentes, et sont décalées par les failles indiquées plus loin à l'ouest. Voir dans le texte les explications relatives aux unités représentées par des lettres. La légende accompagne la figure 7-3 et les abréviations utilisées pour les noms des zones sont définies à la figure 7-1.

tiers) et de calcaire en plaquettes noir (un tiers). La limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur se situe à l'intérieur de l'intervalle compris entre 85 et 110 m au-dessus de la base, avec *Ptychagnostus punctuosus* au-dessous et *Agnostus inexpectans* et *Glyptagnostus reticularis reticularis* au-dessus. Le shale calcaire, de couleur brun clair à chamois en surface altérée, du Groupe de Kechika, surmonte en contact net les strates beaucoup plus sombres du Cambrien moyen et du Cambrien supérieur. L'unité noire présente à la localité 24, située à proximité, n'a que 40 m d'épaisseur. À cet endroit, la limite entre le Cambrien moyen et le Cambrien supérieur se trouve dans un intervalle de 4 m compris entre 34,5 et 38,5 m au-dessus de la base, avec *Hypagnostus* et *Modocia* au-dessous, et *Bromella*, *Dunderbergia*, *Minupeltis*, *Olenaspella* ? et *Pseudagnostus* au-dessus. À la localité 24, la Zone à *Cedaria-Crepicephalus* est soit très mince, soit absente. Au sommet de la formation, se trouve un calcaire riche en chert, surmonté en disconformité (?) par le shale du Groupe de Kechika, qui présente une couleur brun clair à argentée en surface altérée.

À l'ouest (loc. 23), le Cambrien supérieur se trouve à l'intérieur d'une unité inférieure (65 m) de calcaire gris clair contenant *Acmarhachis*, *Comachia* ? et *Olenaspella* près du sommet, et d'une unité supérieure (27m) de calcaire en plaquettes gris sombre contenant *Glyptagnostus* ?, *Stenambon* ?, *Crenuolimbus* ?, *Pseudagnostus* ? et *Tholifrons* ?. Les fossiles des deux unités datent du Dresbachien tardif. Dans le haut de l'unité supérieure, se trouvent *Brabbia* ? et *Hungaia*, qui indiquent un âge franconien. Ces roches sont surmontées en disconformité (?) par un shale calcaire de couleur gris brunâtre clair, appartenant au Groupe de Kechika. À proximité (loc. 22), la Série du Cambrien supérieur comprend au moins 180 m de calcaire pur, de couleur gris moyen, en couches moyennes et épaisses, dont beaucoup contiennent du packstone et du conglomérat. *Plethometopus*, récolté près de la base et du sommet, et *Euptychaspis*, près de la base, indiquent que l'unité est de même âge que la Zone à *Saukia*.

Au sud-ouest (loc. 28), le Cambrien supérieur est inclus dans une succession de 510 m d'épaisseur (Gabrielse, 1975), qui contient une unité inférieure (235 m) de shale sombre et de calcaire en plaquettes semblables à ceux trouvés plus au nord (voir fig. 7-17, unité B; Gabrielse, 1975). *Blountia*, *Cedaris* cf. *C.prolifica* et *Deiracephalus* sont présents à 110 m au-dessus de la base. Une unité supérieure (245 m) contient un calcaire mince, gris sombre, en plaquettes ou noduleux, interstratifié avec un shale calcaire présentant une couleur brun argenté en surface altérée. Parmi les trilobites récoltés dans l'unité supérieure, figurent *Bienvillia*, *Drumaspis*, *Geragnostus*, *Loganellus* et *Pseudagnostus* près de la base et *Geragnostus*, *Pseudagnostus* et *Elkanaspis* près du sommet, de sorte que l'unité contient les équivalents des zones à *Ptychaspis-Prosaukia* et *Saukia*. Plus au sud (loc. 29), les strates du Cambrien supérieur (105 m) sont représentées par une unité de calcaire noduleux et en plaquettes, présentant une couleur bleu gris moyen à sombre en surface altérée, et contenant des quantités mineures de shale de couleur brun argenté en surface altérée. Les trilobites récoltés dans cette unité appartiennent aux zones à *Taenicephalus*, à *Ptychaspis-Prosaukia* et à *Saukia*. Une disconformité pourrait être présente entre cette unité et une dolomie sous-jacente du Cambrien moyen (?) qui présente des couches d'épaisseur moyenne et grande. Au-dessus de l'unité, se trouve un shale brun clair argenté. L'existence de strates du Cambrien supérieur n'a pas été documentée dans la partie septentrionale du bassin de Kechika.

En résumé, dans la région des localités 22 à 27, le Cambrien supérieur forme plusieurs unités qui sont

latéralement distinctes (fig. 7-17A, B, C). Sur la marge du centre est du bassin, des strates contemporaines de la Zone à *Dunderbergia* et plus anciennes se trouvent à l'intérieur d'une unité à turbidites (A), avec interstrates de quartzite qui témoignent de mouvements le long de la marge du graben de Roosevelt. Plus loin dans le bassin, existe une unité de shale noir partiellement équivalente (B) ne contenant pas d'interstrates de quartzite, mais plutôt un peu de calcaire. Dans cette unité, la base de la partie inférieure du Cambrien moyen est diachronique, passant à des niveaux plus élevés de la coupe dans la direction E où elle surmonte une épaisseur toujours croissante de l'unité à turbidites. Le contenu en calcaire en plaquettes de l'unité B, de faciès de bassin, augmente aussi vers l'est.

Dans une région d'étendue limitée, il est également possible de démontrer que l'unité de faciès de bassin passe à des niveaux plus élevés de la coupe à l'ouest et surmonte une unité de couleur claire (C) qui représente soit de gros monticules calcaires, soit une plate-forme carbonatée d'extension inconnue. L'unité de couleur claire contient un carbonate pur, ce qui suggère que le milieu de sédimentation n'était pas contaminé par des éléments clastiques continentaux. Ce site est peut-être le résultat d'un morcellement par failles à l'intérieur du bassin. La notion de morcellement par failles pourrait aussi expliquer le degré d'érosion variable observé au sommet des unités du Cambrien supérieur avant l'épanchement des roches clastiques continentales du Groupe de Kechika (partie inférieure de l'Ordovicien inférieur).

Il est possible de suivre l'unité B de faciès de bassin au sud jusqu'à la localité 27, où elle date du Cambrien tardif et est surmontée par une unité plus récente de roches clastiques continentales du Cambrien supérieur qui ressemblent à celles du Groupe de Kechika. Encore plus au sud, les strates du Cambrien supérieur sont semblables à celles de l'unité plus récente.

Plate-forme de Cassiar

Près de la partie septentrionale de la plate-forme de Cassiar (fig. 7-15, loc. 21b), une épaisseur inconnue de phyllade, d'argilite calcareu et de calcaire finement stratifié, contenant des trilobites du Cambrien tardif (?), surmonte en disconformité des strates du Cambrien inférieur appartenant à la partie inférieure de la Zone à *Bonnia-Olenellus*. Près de la localité 21c, le trilobite *Hedinaspas* ? du Cambrien tardif a été récolté dans des strates du Groupe de Kechika, à peu de distance au-dessus de la Formation de Rosella, du Cambrien inférieur (Gabrielse, 1963a, 1969). À la localité 21c, un contact stratigraphique rare entre la Formation de Rosella du Cambrien inférieur et le Groupe de Kechika, puisque ces unités sont généralement en contact de faille, est visible. D'épaisses couches de carbonates de la Formation de Rosella, de couleur gris clair, sont surmontées brusquement par un siltstone de couleur brun clair moyen. Ces strates sont surmontées par les shales plus typiques du Groupe de Kechika, de couleur gris argenté, contenant des interstrates de calcaire en plaquettes.

À la lumière des quelques éléments d'information présentés ci-dessus, deux hypothèses sont plausibles au sujet des strates du Cambrien moyen et supérieur de la plate-forme de Cassiar: ou bien elles ont été complètement érodées; ou bien elles sont minces en raison des faibles taux de sédimentation, et ont été regroupées, comme d'autres écailles, dans le Groupe de Kechika. L'absence générale de fossiles du Cambrien moyen et tardif rend la première hypothèse plus vraisemblable.

Bassin de Robson

Dans la partie nord-ouest du bassin de Robson (fig. 7-15, loc. 31 à 39), des strates du Cambrien supérieur apparaissent à l'intérieur du Groupe de Lynx, qui se situe entre les formations d'Arctomys et de Survey Peak (fig. 7-18). Près de son stratotype (loc. 39), le Groupe de Lynx (1 065 m) comprend une dolomie et un calcaire moyennement résistants, généralement en couches minces et à stratification oblique, contenant un conglomérat à galets (Mountjoy, 1962). Le trilobite *Symphysurina* de l'Ordovicien précoce apparaît à peu de distance au-dessus du sommet, ce qui suggère que le contact entre les unités de Lynx et de Survey Peak se trouve à proximité de la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien. La couleur et l'altération du «shale pâteux» («putty shale») qui constitue le membre basal de la Formation de Survey Peak sont d'excellents repères pour localiser le sommet du Groupe de Lynx.

À partir du stratotype du Groupe de Lynx, en se déplaçant vers le nord-ouest jusqu'à la localité 33, deux sous-unités non cartographiées de ce groupe peuvent être différenciées; au-delà, seule la sous-unité inférieure peut être reconnue; la sous-unité supérieure se confond avec les strates de la Formation de Survey Peak sus-jacente (Slind et Perkins, 1966; fig. 7-18). À la localité 35, le Groupe de Lynx a 705 m d'épaisseur, et la sous-unité inférieure (425 m) forme une succession carbonatée continue de calcaire et dolomie résistants. Des fossiles de la Zone à *Cedaria-Crepicephalus* existent dans l'intervalle compris entre 210 et 265 m au-dessus de la base, et d'autres fossiles de la Zone à *Aphelaspis* se rencontrent entre 280 et 295 m au-dessus de la base. Les couches sus-jacentes appartiennent à la Zone à *Dunderbergia* ou à la Zone à *Elvinia*. La sous-unité supérieure (280 m) comprend un shale de couleur brun clair en surface altérée, accompagné de nodules calcaires dispersés. Des interstrates de calcaire (20 %) résistant, d'épaisseur moyenne à grande, présentant une couleur gris clair en surface altérée, permettent de différencier lithologiquement cette sous-unité de la Formation de Survey Peak sus-jacente. Des fossiles de la Zone à *Elvinia* sont présents à la base de la sous-unité, et des fossiles de la Zone à *Saukia*, à 30 m au-dessous de son sommet.

À la localité 33, le Groupe de Lynx a 730 m d'épaisseur. À cet endroit, la sous-unité de carbonate inférieure (220 m) ressemble à celle de la localité 35. Les niveaux de présence de fossiles et leur distance au-dessus de la base sont les suivantes: Zone à *Aphelaspis*, 75 m; Zone à *Dunderbergia*, 140 à 150 m; Zone à *Taenicephalus*, 155 m. De plus, des fossiles de la Zone à *Ptychaspis-Prosaukia* apparaissent à de nombreux intervalles entre 175 m et le sommet de la sous-unité. La sous-unité supérieure (510 m) peut être divisée en trois parties. La partie inférieure (125 m) comprend un shale qui présente une couleur brun moyen à clair en surface altérée, et contient de nombreuses lentilles de calcaire. La limite entre les zones à *Ptychaspis-Prosaukia* et à *Saukia* se trouve dans cette partie de la sous-unité. La partie intermédiaire (210 m) contient des couches minces à épaisses de calcaire, et la limite entre la Zone à *Saukia* et la Zone à *Missisquoia* se

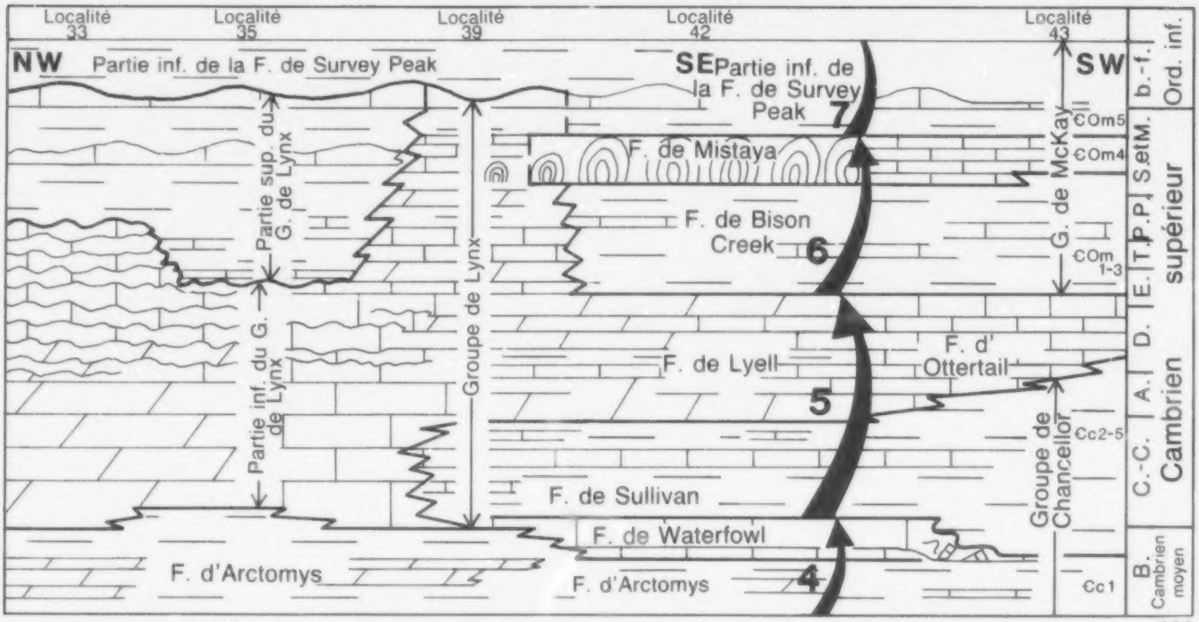


Figure 7-18. Coupe stratigraphique schématique du bassin de Robson montrant les relations latérales des unités du Cambrien supérieur à l'intérieur du domaine carbonaté médian et de la marge adjacente du domaine détritique externe. Les flèches indiquent les grands cycles d'Aitken (1966b). Les grands cycles plus anciens sont présentés à la figure 7-14. Les symboles annelés indiquent la présence de nombreux et grands stromatolites d'orientation verticale. La position des localités dont les numéros apparaissent en haut de la figure est représentée à la figure 7-15. La légende accompagne la figure 7-3 et les abréviations utilisées pour les noms des zones sont définies à la figure 7-1.

trouve au sommet du tiers inférieur. La partie supérieure (175 m) comprend un shale de couleur brun clair en surface altérée et une quantité égale d'interstrates de calcaire. Le calcaire se présente en couches moyennes et épaisses, contenant un conglomérat à galets, ou en couches résistantes de couleur gris clair en surface altérée, contenant des constructions calcaires qui peuvent atteindre 2 m d'épaisseur. Des couches semblables à constructions calcaires se rencontrent dans les 50 m sommitaux de la partie intermédiaire de la sous-unité supérieure. Une association de trilobites de l'Ordovicien précoce, contenant *Bellefontia* et *Clelandia*, apparaît à 6 m au-dessus du sommet du Groupe de Lynx. Par conséquent, la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien se trouve soit dans le haut de la sous-unité supérieure, soit dans la moitié supérieure de la sous-unité intermédiaire.

La succession du Cambrien supérieur, qui se trouve dans la moitié sud-est du domaine carbonaté médian dans le bassin de Robson, est représentée par quatre formations dont les stratotypes se trouvent à la localité 42 ou à proximité (fig. 7-15). De bas en haut, on distingue donc la Formation de Sullivan (425 m), composée d'un shale verdâtre et gris brunâtre et de quantités moindres d'interstrates de calcaire, qui englobent la Zone à *Cedaria*; la Formation de Lyell (345 m), composée d'une dolomie et d'un calcaire, subtidaux à supratidaux, résistants, qui renferme les zones à *Crepicephalus*, à *Aphelaspis* et à *Dunderbergia*, et une partie de la Zone à *Elvinia*; la Formation de Bison Creek (190 m), composée d'un shale gris et vert et d'interstrates de calcaire finement stratifié, noduleux, qui englobe une partie de la Zone à *Elvinia*, les zones à *Taenicephalus* et à *Ptychaspis-Prosaukia*, ainsi qu'une partie de la Zone à *Saukia*; la Formation de Mistaya (100 m), qui se compose d'un calcaire résistant à stromatolites et à bioclastes en couches épaisses, et englobe une partie de la Zone à *Saukia*. La base de la succession du Cambrien supérieur se trouve à peu de distance au-dessous de la Formation de Sullivan, à l'intérieur de la Formation de Waterfowl sous-jacente, et le sommet de la Série du Cambrien supérieur se trouve à peu de distance au-dessus de la Formation de Mistaya, à l'intérieur de la Formation de Survey Peak. À la localité 40, le Cambrien supérieur se trouve à 20 m au-dessus du contact entre les formations de Mistaya et de Survey Peak, et à la localité 41, à 33 m au-dessus de ce contact.

Aitken (1966b) a placé les formations de Sullivan et de Lyell dans un même grand cycle, et les formations sus-jacentes de Bison Creek et de Mistaya dans un autre (fig. 7-18). L'hémicycle de Sullivan se prolonge le plus loin vers le nord-ouest, et peut être reconnu à la localité 39, où les hémicycles sus-jacents fusionnent avec le reste du Groupe de Lynx (fig. 7-18). Plus au nord-ouest (loc. 31 à 37), des strates équivalentes aux formations de Sullivan et de Lyell se trouvent à l'intérieur de la sous-unité de carbonate inférieure du Groupe de Lynx. Les strates situées dans la sous-unité sus-jacente de shale et calcaire interstratifiés ne ressemblent pas aux hémicycles de Bison Creek et de Mistaya, à la différence desquels elles ne renferment pas de couches abondantes de calcaire

bioclastique riche en débris d'échinodermes et en stromatolites tassés et orientés verticalement. À la place, elles comprennent un shale et de rares interstrates de calcaire contenant de grandes constructions calcaires. Les interstrates de ce type se rencontrent dans la partie inférieure de la Formation de Survey Peak au sud-ouest, mais pas dans l'hémicycle sous-jacent de Bison Creek ou de Mistaya.

L'équivalent profond (faciès de bassin, vers le sud-ouest) des grands cycles du Cambrien supérieur diffère de celui du Cambrien moyen, parce que les hémicycles de roches carbonatés se prolongent dans le domaine détritique externe sous forme d'unités cartographiables, contrairement à ceux du Cambrien moyen. L'existence des carbonates du Cambrien supérieur dans le domaine détritique externe est attribuée à la rapidité de l'accumulation des roches clastiques de l'hémicycle du Cambrien supérieur, qui a maintenu un milieu relativement peu profond, contrairement à la sédimentation lente qui caractérise l'hémicycle clastique du Cambrien moyen et qui a créé des conditions de milieu profond non propice au développement ultérieur de carbonates. L'épaisseur estimée de toute la succession du Cambrien supérieur dans le domaine détritique externe, près de la localité 43, s'élève à 3 000 m, tandis qu'elle est de 1 100 m dans le domaine carbonaté médian à proximité de la localité 42.

Près de la localité 43, l'équivalent latéral de l'hémicycle des formations de Sullivan et de Lyell est une ardoise de couleur gris verdâtre (1 600 m) attribuée à la partie supérieure du Groupe de Chancellor, et un calcaire résistant qui présente localement des caractéristiques de sédiments d'eau peu profonde (300 à 500 m), et qui est attribué à la Formation d'Ottertail (fig. 7-18). Les fossiles trouvés immédiatement au-dessous du contact entre le Groupe de Chancellor et la Formation d'Ottertail appartiennent aux zones à *Crepicephalus* et à *Aphelaspis* (Balkwill, 1969; Cook, 1975). Localement, le contact est encore plus récent, les fossiles de la Zone à *Dunderbergia* se trouvant juste au-dessus de la limite (Gardner, 1977).

Près de la localité 43, les hémicycles de Bison Creek et de Mistaya se trouvent dans la partie inférieure d'une épaisse succession (1 800 à 2 100 m) de strates peu résistantes, constituées de shale gris verdâtre clair, attribuées au Groupe de McKay (fig. 7-18). Des nodules de calcaire de petite taille sont abondants à l'intérieur du Groupe de McKay, et des interstrates mineures de calcaire accompagnées de conglomérat à galets sont bien visibles. Près de la localité 43, l'hémicycle de Bison Creek comprend un shale présentant en surface altérée une couleur gris verdâtre clair à chamois (€Om1-3, fig. 7-18, 930m), et l'hémicycle de Mistaya est représenté par un calcaire micritique ou bioclastique (€Om4, fig. 7-18, 60 m). Les fossiles récoltés un peu au-dessus de ce dernier hémicycle semblent indiquer que la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien ne se trouve pas loin au-dessus de son contact supérieur.

Près du sillon des Rocheuses du Sud (loc. 45), la Formation d'Ottertail (appelée à cet endroit «Formation de Jubilee») repose en discordance sur des strates du Cambrien inférieur. Au-dessus de la discordance, se trouvent 1 180 m de dolomie de la Formation de Jubilee surmontés par 800 m du Groupe de McKay. La partie inférieure du Groupe de McKay, corrélative de l'hémicycle de Bison Creek, comprend un shale de couleur gris verdâtre clair accompagné de quantités mineures de nodules ou de minces interstrates de calcaire (360 m). La partie sus-jacente du Groupe de McKay est l'équivalent de l'hémicycle de Mistaya et comprend un calcaire finement stratifié (130 m); elle est présumée renfermer la limite entre le Cambrien et l'Ordovicien (Leech, 1954).

Le long de la marge sud-est du bassin de Robson, à la localité 44, divers affleurements de phyllade de couleur gris moyen et clair ont été antérieurement attribués à la Formation de Canyon Creek, du Cambrien moyen (?) (Evans, 1933). La découverte de nouvelles associations de fossiles représentant les zones à *Ptychaspis-Prosaukia*, à *Saukia* et à *Symphysurina* indique que ces strates doivent être attribuées au Groupe de McKay (Balkwill, 1969).

Bassin de Columbia

À l'intérieur du bassin de Columbia, les seules régions où l'âge des strates du Cambrien supérieur est documenté par les fossiles se trouvent près du sillon des Rocheuses du Sud, aux localités 45a et 45b (fig. 7-15). À la localité 45a de la chaîne Cariboo, des fossiles sont présents dans la Formation de Dome Creek (± 1 750 m), qui est constituée de 74 m de shale basal noir du Cambrien inférieur, de 100 m de siltstone fortement bioturbé du Cambrien supérieur (?) et de > 1 680 m de shale gris sombre, épaissi tectoniquement, et qui se termine au sommet par une faille. Des fossiles de la Zone à *Taenicephalus* du Cambrien tardif apparaissent dans des strates plissées, entre 290 et 1 030 m au-dessus de la base de l'unité de shale gris sombre.

À la localité 45b, le Cambrien supérieur repose en discordance sur des strates du Cambrien inférieur et du Protérozoïque supérieur de l'arche de Purcell (voir la fig. 7-19). Au-dessus de cette discordance, apparaît la dolomie stérile de la Formation de Jubilee du Cambrien supérieur (400-610 m), laquelle est à son tour surmontée par le Groupe de McKay, qui occupe l'intervalle du Cambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur. Les trilobites du Cambrien tardif récoltés par Evans (1933) dans des horizons stratigraphiques non désignés à la localité 45b sont *Agnostus pisiformis*, *Glyptagnostus reticulatus*, *Housia* sp., *Olenus* sp. et *Pseudagnostus* sp.

Dans le centre sud du bassin de Columbia (loc. 48 et 49), des affleurements allongés d'argilite et d'ardoise non datées pourraient remonter en partie au Cambrien tardif. Les affleurements les plus méridionaux se composent d'une argilite gris verdâtre qui a été attribuée à la Formation de Laib (1 500 m). Cette formation est en partie l'équivalent latéral de la Formation de Nelway du Cambrien moyen (= Formation de Metaline), qui comprend une dolomie et qui est surmontée par l'ardoise noire, ordovicienne, de la Formation d'Active (= Formation de Leadbetter).

Dans l'arc de Kootenay, au nord des affleurements cartographiés comme constituant la Formation de Laib, se trouve une zone de complexité structurale élevée, composée de phyllade, de grès à granules, de roches volcaniques mafiques et de carbonates appartenant au Groupe de Lardeau (loc. 48). Ce groupe surmonte la Formation de Badshot du Cambrien inférieur, et il est à son tour recouvert en discordance par le Groupe de Milford du Carbonifère. Étant donné que, du moins dans sa partie supérieure, il a subi un épisode de déformation, de métamorphisme et d'intrusion granitique antérieur au Mississippien tardif, et qu'il a manifestement connu une

évolution différente de celle des strates du même âge sur le protocontinent nord-américain à l'est, le Groupe de Lardeau a été attribué au terrane de Kootenay (Monger et Berg, 1984). Fyles et Eastwood (1962) ont identifié à la localité 48, six formations à l'intérieur du Groupe de Lardeau, dont la plus basse est la Formation d'Index. D'après les corrélations lithologiques établies à l'échelle régionale, la Formation d'Index (450-750 m) est, dans le groupe, la formation la plus susceptible de contenir des strates du Cambrien supérieur. Cela est confirmé par des études récentes (G.E. Gehrels et M.T. Smith, communication personnelle, 1987), qui ont montré que la Formation d'Index a été déposée sur la Formation de Badshot. La Formation d'Index se compose de phyllade de couleur gris sombre, localement noire et gris verdâtre, à stratification rythmique, contenant des interstrates de calcaire, des quantités mineures de quartzite à ciment de calcite et, localement, près de son sommet, des roches volcaniques mafiques de couleur verte. Toutefois, la partie sommitale de la Formation d'Index contient une zone de lentilles de schiste à talc affleurant de façon intermittente sur une distance de 100 km, parallèlement à la direction des strates (Zwanzig, 1973; G.E. Gehrels et M.T. Smith, communication personnelle, 1987). Le schiste à talc est probablement dérivé de roches ultramafiques qui pourraient représenter des vestiges d'une croûte océanique du Paléozoïque précoce. Ainsi, la zone de schiste à talc pourrait correspondre à une faille majeure ou une suture importante qui constitue la véritable base du terrane de Kootenay.

Terranes de la Cordillère

Les strates cambriennes des terranes de Cassiar et de Cariboo ont été décrites plus haut en raison de leur similitude avec celles du protocontinent nord-américain. Ailleurs, elles sont mal connues, en raison d'un contrôle biostratigraphique insuffisant et d'une histoire complexe de déformation et de métamorphisme.

Terrane de Kootenay

Au-dessus du schiste à talc, dans le Groupe de Lardeau de l'arc de Kootenay, l'argilite siliceuse et noire, le chert et le quartzite, bien que pouvant contenir des strates du Cambrien, sont lithologiquement semblables aux strates de l'Ordovicien présentes ailleurs dans la Cordillère.

Dans la région du lac Adams, plus au nord-ouest, la Formation d'Eagle Bay, présente dans des nappes de charriage à vergence sud-ouest et ouest, comprend une unité de calcaire (Tshinakin) caractérisée par une faune d'archéocyathidés du Cambrien précoce (Schiarizza, 1986). Le calcaire est intercalé avec un schiste à chlorite calcareux de couleur verte et des roches volcaniques mafiques et intermédiaires, et avec un schiste volcanoclastique à fragments dérivés de roches volcaniques et volcanoclastiques. Une unité sous-jacente englobe une phyllade graphitique, siliceuse et calcareuse de couleur grise et noire, semblable à la Formation d'Index de l'arc de Kootenay; elle pourrait donc dater du Cambrien tardif.

Terrane d'Alexander

Dans la partie sud du terrane d'Alexander, au Yukon (fig. 7-15, loc. 30), la formation appelée de façon informelle «volcanites de Field Creek», d'au moins 1 600 m d'épaisseur, comprend une succession de coulées, de brèches et de laves en coussins andésitiques et basaltiques, interstratifiées avec des carbonates, un conglomérat à cailloux et des quantités mineures de grès tufacé. Dans ces strates, ont été récoltés des brachiopodes, en particulier *Billingsella* sp. et cf. *Ocnerorthis* sp. qui datent probablement du Cambrien tardif (G.A. Cooper, communication personnelle, 1978).

Résumé de la sédimentation au Cambrien tardif

Sur une partie de la marge nord-est du bassin de Selwyn et sur les bords de la plate-forme du Yukon, les strates du Cambrien supérieur sont constituées de carbonate relativement pur qui passe vers l'intérieur du bassin, sur une courte distance, à un calcaire en plaquettes de couleur sombre, accompagné d'une brèche de glissement synsédimentaire (brèche de slump). Le calcaire en plaquettes représente des sédiments de talus qui, vers l'intérieur du bassin, sont interdigités avec des quantités variables de shale et de siltstone sombres. Au sud-est de la localité 18, sur la marge nord-est du bassin de Selwyn, le carbonate de plate-forme contient davantage de matériel terrigène, le passage vers l'intérieur du bassin à un calcaire en plaquettes est moins brusque et les brèches de talus sont absentes. Ces strates, qui ont été suivies plus loin dans le bassin, sont d'une couleur gris moyen plutôt que gris sombre comme au nord-ouest.

Le centre est du bassin de Kechika a reçu des roches clastiques continentales du Cambrien moyen et de la partie inférieure du Cambrien supérieur, qui ont été piégées près de la marge du bassin. Un calcaire sombre en plaquettes, semblable à celui trouvé dans la partie nord du bassin de Selwyn, s'est déposé durant la seconde moitié du Cambrien tardif sur la marge du bassin, et un shale associé s'est déposé à l'intérieur du bassin. Les blocs soulevés présents dans le bassin ont été les sites locaux de dépôt de calcaire pur de couleur claire. Un épisode de soulèvement de courte durée mais de grande étendue a eu lieu à la fin du Cambrien; il a été suivi du dépôt du Groupe de Kechika (Ordovicien inférieur) sur une grande superficie.

Le secteur sud du bassin de Kechika et le bassin de Robson ont reçu au Cambrien tardif des roches clastiques assez abondantes et uniformément dispersées. Comme dans le sud du bassin de Selwyn, les brèches de talus en sont absentes. Les apports clastiques ont diminué fortement en deux occasions ce qui a favorisé le dépôt d'une masse de calcaire importante (partie inférieure du Groupe de Lynx, formations de Lyell, d'Ottertail et de Jubilee) et d'une autre masse de calcaire de moindre importance (Formation de Mistaya et ЄOm4, fig. 7-18).

Dans le bassin de Columbia, le Cambrien tardif a probablement été marqué par une sédimentation dans les faciès de bassin localement accompagnée d'une activité volcanique. Un milieu semblable est concevable pour la plate-forme de Cassiar et le bassin de British-Barn.

ASSEMBLAGES DE L'ORDOVICIEN ET DU SILURIEN

M.P. Cecile et B.S. Norford

(avec la contribution de J.O. Wheeler, H. Gabrielse et G.E. Gehrels en ce qui concerne les terranes de la Cordillère)

Des strates sédimentaires et, dans une moindre mesure, des strates volcaniques de plate-forme et de bassin de l'Ordovicien et du Silurien sont largement préservées dans le Domaine de l'avant-pays et dans le nord-est du Domaine d'Omineca, où elles font partie du prisme miogéoclinal du protocontinent nord-américain. Dans le Domaine d'Omineca, des strates du miogéoclinal de faciès de plate-forme et de bassin sont également préservées dans le terrane de Cassiar, segment déplacé de l'ancienne marge continentale. Dans le sud du Domaine d'Omineca, le terrane péricratonique de Kootenay abrite une épaisse séquence de roches clastiques, carbonatées et volcaniques mafiques, dont une partie date de l'Ordovicien précoce. Dans le Domaine insulaire, les systèmes ordovicien et silurien sont représentés par une variété de strates comprises dans le terrane d'Alexander du massif St. Elias.

Miogéoclinal du protocontinent nord-américain

À l'intérieur du Domaine de l'avant-pays et dans la portion du Domaine d'Omineca faisant partie du bassin de Selwyn, les strates de l'Ordovicien inférieur représentent la suite d'une sédimentation continue amorcée au Cambrien tardif. Dans la majeure partie des Rocheuses du Nord et des monts Mackenzie, les strates du Dévonien inférieur reposent en concordance sur les roches du Silurien supérieur. Dans les Rocheuses du Sud, le Silurien supérieur est absent au-dessous des strates du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur.

Le miogéoclinal a diminué de profondeur à l'est, avec la formation de vastes plates-formes de roches carbonatées dans les milieux supratidal à néritique externe de la plateforme continentale. Vers l'ouest, les plates-formes de carbonates étaient bordées par une série de rentrants, de bassins et de cuvettes à l'intérieur desquels des faciès d'eau plus profonde se sont accumulés (fig. 7-19, 7-20). Pendant tout l'Ordovicien et le Silurien, la sédimentation a été périodiquement déviée par des arches en forme de croissant, de direction générale nord-ouest. Typiquement, les faciès de plate-forme sont constitués de couches épaisses de carbonates. Ces carbonates montrent souvent un passage brusque à des faciès de bassin, caractérisés par un shale graptolitique sombre, un chert, un calcaire finement stratifié et un siltstone calcareux (fig. 7-21). La plupart des faciès de bordure de plate-forme et des faciès de transition ne renferment plus d'indices clairs de l'existence d'organismes constructeurs de récifs, parce qu'une grande partie des roches ont été modifiées par la diagénèse et une dolomitisation intenses. Localement, toutefois, dans les roches silicifiées, peuvent être reconnus d'abondants organismes constructeurs, et les biostromes et biohermes étaient peut-être très répandus à proximité de la transition de faciès.

Pendant tout l'Ordovicien et le Silurien, les transgressions et régressions des mers épicontinentales ont eu pour effet d'exposer périodiquement de vastes régions du craton à l'érosion. Les strates préservées à proximité du bouclier

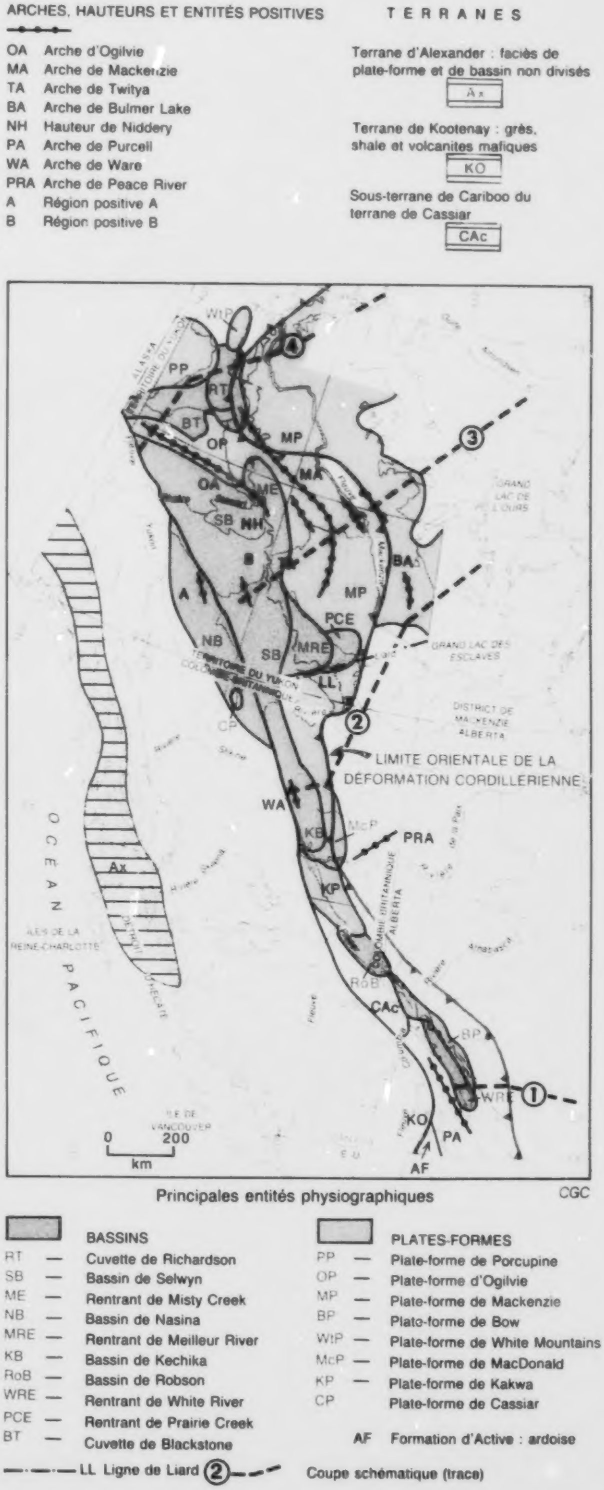


Figure 7-19. Entités paléogéographiques couvrant l'intervalle de l'Ordovicien précoce (Trémadocien) au Silurien tardif (Pridolien précoce).

précambrien, et sur le bouclier même sous forme de lambeaux d'érosion, contiennent peu ou pas de matériel terrigène. Apparemment, le bouclier précambrien avait un relief peu prononcé, et ne constituait pas une source importante de sédiments. Il y a des exceptions dans le centre et le sud de la Cordillère, où les carbonates de plate-forme de l'Ordovicien moyen au Silurien inférieur contiennent en quantité significative des constituants terrigènes. La source la plus probable de ce matériel est une vaste région centrée sur l'arche de Peace River (fig. 7-19), à partir de laquelle les roches clastiques ont probablement été dispersées par des courants de dérive littorale (Ketner, 1968).

Un aspect anomal du faciès de bassin est la distribution du siltstone et du mudstone siluriens de couleur brun orange. Ces sédiments ne sont préservés que dans le centre du miogéoclinal (partie nord-est de la Colombie-Britannique et partie sud-est du Yukon), à l'exception d'un peu de mudstone apparaissant au nord jusqu'à la cuvette de Richardson. Cette distribution est approximativement le complément d'une zone d'érosion subllandovérienne sur la plate-forme adjacente. Contrairement aux autres discordances régionales, le hiatus subsilurien (subllandovérien) n'a pas été reconnu sur les plates-formes de Mackenzie et de Bow; en outre, les effets de l'érosion sont particulièrement prononcés sur la plate-forme de MacDonald, où une grande partie de la succession cambrienne et ordovicienne sous-jacente est absente et où les strates du Llandovérien, localement, reposent directement sur des roches précambriennes. Le siltstone et le mudstone de couleur brun orange sont en majeure partie plus récents que l'épisode d'érosion subllandovérien, et il est donc peu probable que ces matériaux soient le résultat de cette érosion; ils proviennent plutôt sans doute d'autres régions sources, en particulier de l'arche de Peace River.

Les carbonates de plate-forme de l'Ordovicien et du Silurien contenaient une flore (algues) et une faune très variées d'eau peu profonde; les trilobites, les conodontes, les brachiopodes, les coraux, les céphalopodes et les gastéropodes sont les plus importants éléments de la faune d'un point de vue biostratigraphique. Cependant, il existe d'importantes variations dans l'abondance relative de différents taxons fossiles. Les carbonates de plate-forme de l'Ordovicien inférieur sont dominés par des stromatolites qui se présentent sous forme de minces biostromes ou sous forme de dômes et biscuits épars. Les strates de l'Ordovicien moyen contiennent des brachiopodes, des éponges et des stromatolites et se caractérisent en particulier par la présence de gros gastéropodes tels que *Maclurites* et *Palliseria*, ainsi que par la présence de pisolites algaires. Quelques carbonates de l'Ordovicien moyen représentent des milieux généralement hostiles à la vie animale et sont donc stériles. Les roches de l'Ordovicien supérieur-Silurien inférieur contiennent les associations les plus variées et abondantes, qui localement constituent des biostromes de coraux coloniaux et solitaires, et renferment de grands gastéropodes et céphalopodes. Les strates du Silurien supérieur sont peu fossilifères et contiennent de rares poissons et brachiopodes (Thompson, 1989). Des débris de poissons ont aussi été récoltés dans des strates de l'Ordovicien supérieur de la plate-forme de MacDonald (Cecile et Norford, 1979).

Les strates de faciès de bassin et de faciès de transition contiennent en abondance des fossiles. Les roches transitionnelles contiennent les biotes les plus variés et abondants, en particulier des trilobites, brachiopodes, céphalopodes, gastéropodes, spongiaires, coraux solitaires et coloniaux, stromatolites, graptolites et conodontes. Les faciès de bassin contiennent des graptolites, trilobites, l'arthropode *Caryocaris*, des spicules de spongiaires, des radiolaires et des brachiopodes inarticulés. Quelques strates du Silurien inférieur contiennent des coraux solitaires et des étendues sporadiques de coraux coloniaux.

Quelques contrastes fauniques intéressants apparaissent entre les faciès de transition et les faciès de plate-forme. Des strates transitionnelles de l'Ordovicien inférieur contiennent des faunes de conodontes de type médio-continental et également de type nord-atlantique (Tipnis et al., 1978; Kennedy et Barnes, 1981). Les faciès de transition de l'Ordovicien supérieur contiennent de grands monticules et récifs dolomitiques irréguliers, comprenant des coraux solitaires, gastéropodes et brachiopodes dispersés, typiques de la faune à *Bimuria-Dicoelosia* déjà observée dans des terranes de la Californie septentrionale et de l'Alaska (Potter et Cecile, 1985). Par contre, des macrofossiles et conodontes, typiques de la faune à *Bighornia-Thaerodonta* de l'Ordovicien tardif des régions occidentales de l'Amérique du Nord, ont été trouvés dans des carbonates de plate-forme adjacents.

Miogéoclinal septentrional (au nord de 60°N)

Les principales entités paléogéographiques du miogéoclinal septentrional sont les plates-formes de White Mountains, de Mackenzie, de Porcupine et d'Ogilvie, qui au nord bordent les cuvettes de Richardson et de Blackstone (fig. 7-19). Des travaux récents menés par Lane et Cecile (1989) ont permis de reconnaître des faciès indiquant une sédimentation en eau profonde (bassin) au cours de l'Ordovicien et du Silurien dans un secteur des monts British et Barn, dans le nord du Yukon. Plus au sud, la plate-forme de Mackenzie était bordée à l'ouest par le bassin de Selwyn, qui au nord et au sud se prolongeait dans la plate-forme en formant les rentrants de Misty Creek, de Meilleur River et de Prairie Creek. Plusieurs arches, en particulier l'arche de Mackenzie, l'arche d'Ogilvie, l'arche de Twitya, l'arche de Bulmer Lake et la hauteur de Niddery, ainsi que des entités non dénommées (y compris la région positive B, fig. 7-19) ont joué divers rôles du point de vue de la distribution des faciès sédimentaires.

La stratigraphie de l'Ordovicien et du Silurien, comme celle du Dévonien, se caractérise par l'épaisseur considérable et localisée des strates présentes dans la dépression de Liard, une zone de dépôt maximal comprenant à la fois le rentrant de Meilleur River et le carbonate de plate-forme adjacent, dans le sud des monts Mackenzie (à comparer les figures 7-22, 7-38 et 7-39). Sur son versant sud-est, la dépression est limitée par la ligne de Liard (fig. 7-19; Aitken et Pugh, 1984); celle-ci pourrait représenter une faille transformante qui a déplacé la marge passive du Protérozoïque et dont le rejeu à l'Ordovicien est à l'origine de la dépression. Les strates du Cambrien ne montrent pas d'augmentation anomale de leur épaisseur dans cette région. La dépression de Liard de même que les arches, dépressions, bassins et rentrants du miogéoclinal septentrional se sont possiblement formés par suite d'une distension de la croûte survenue au Paléozoïque précoce entre la région de la Cordillère et la région innuitienne

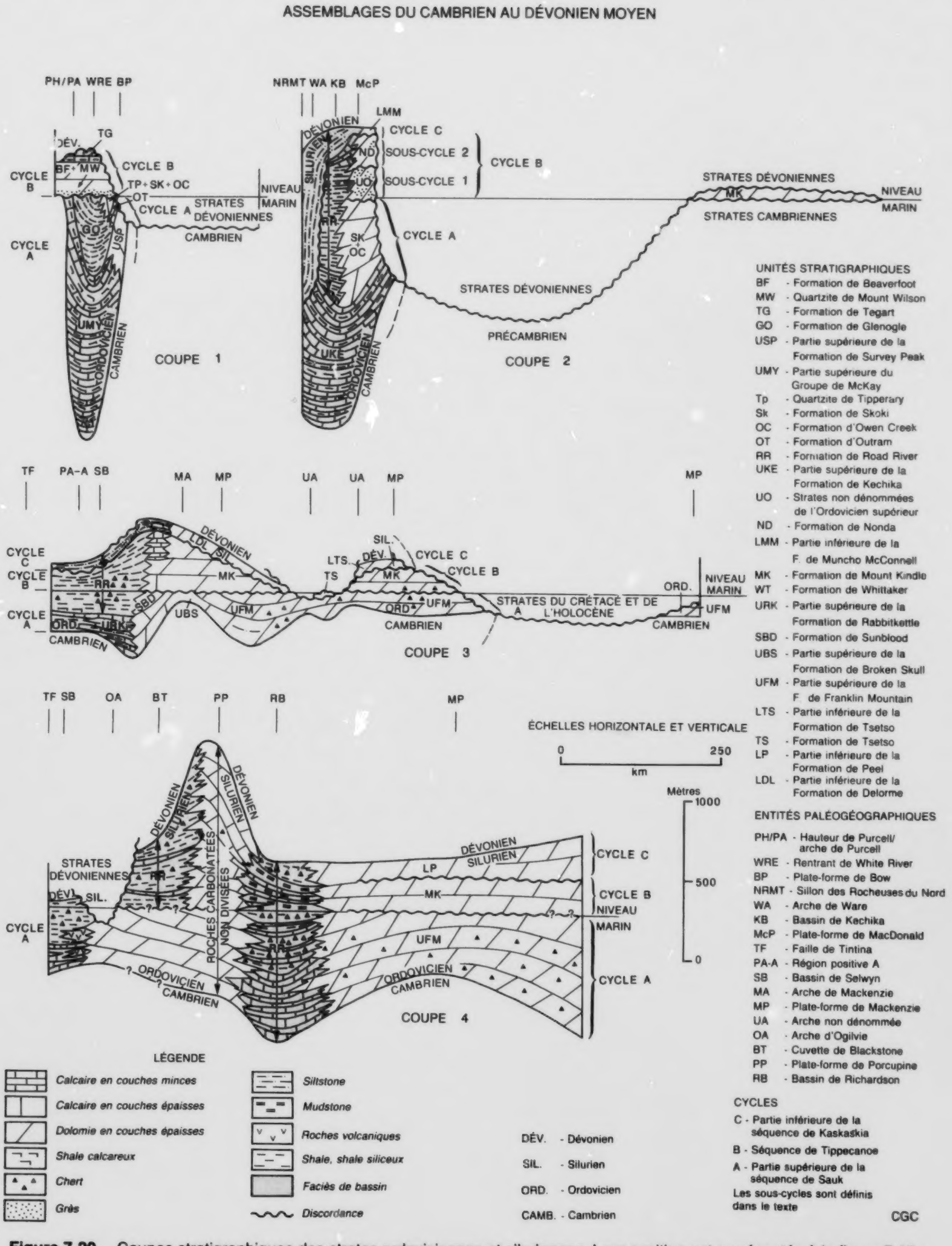


Figure 7-20. Coupes stratigraphiques des strates ordoviciennes et siluriennes. Leur position est représentée à la figure 7-19.

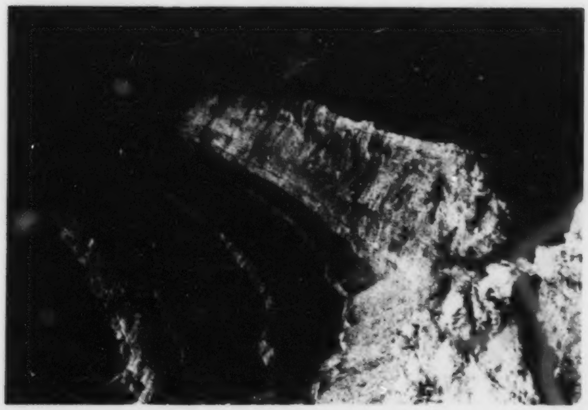
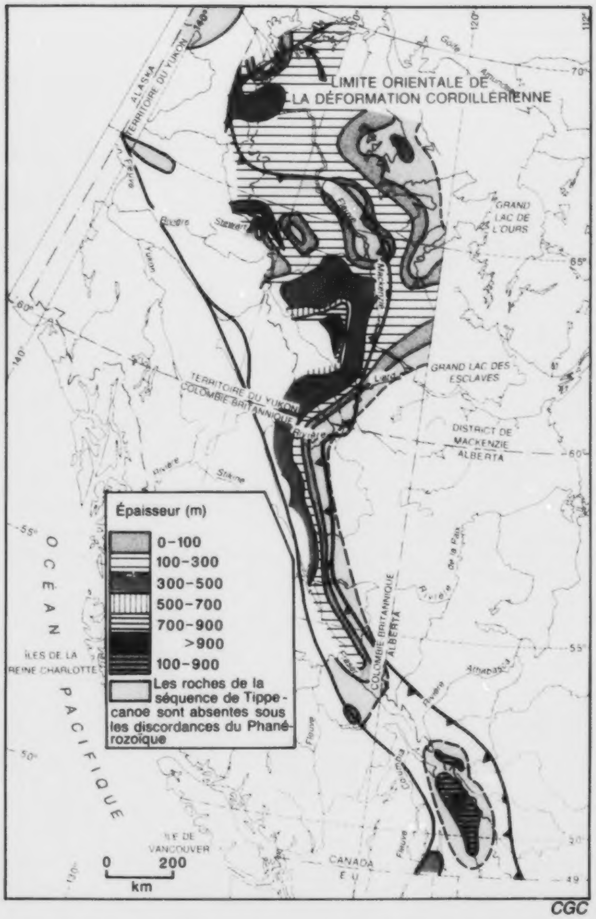


Figure 7-21. Brèches transitionnelles dans la Formation de Road River dans la partie est du bassin de Kechika. Les couches de couleur claire que l'on voit dans la portion inférieure de la photographie se composent de calcaires finement stratifiés ou de brèches stratiformes. La falaise supérieure contient une unité inférieure à dalles calcaires disloquées atteignant parfois 1 m de long, une unité intermédiaire de calcaire finement stratifié et une unité supérieure qui recoupe l'unité intermédiaire de calcaire et qui est composé de débris de dolomie de plate-forme. La falaise supérieure a environ 40 m de haut. (Photo : M.P. Cecile). GSC 205235-AA.



CGC

Figure 7-22. Carte isopaque (épaisseurs apparentes) de la séquence de Tippecanoe.

(Cecile, 1986). L'existence d'un tel épisode de distension est suggéré par la présence en plusieurs endroits de roches volcaniques mafiques. Plusieurs auteurs (p. ex. Miall, 1976) ont suggéré, d'après les directions générales des limites de faciès observées dans les roches du Paléozoïque inférieur, que la cuvette de Richardson était reliée à la cuvette de Hazen, située dans l'archipel Arctique, au Paléozoïque précoce.

Sur la plate-forme de Mackenzie, les strates de l'Ordovicien et du Silurien peuvent être divisées en trois cycles de transgression-régression qui sont attribués respectivement au tiers supérieur de la séquence de Sauk, à la séquence de Tippecanoe et à la partie inférieure de la séquence de Kaskaskia (Sloss, 1963). Le cycle A, le plus bas (fig. 7-23, 7-24), a débuté par une transgression de grande étendue au cours du Cambrien tardif et est représenté par la Formation de Franklin Mountain, qui s'échelonne du Cambrien supérieur à l'Ordovicien inférieur. Dans la partie nord-est des monts Mackenzie et dans la partie nord des Plaines intérieures, cette formation peut être divisée en trois membres; le quatrième, qui est le membre sommital, est localement préservé. Le membre basal a une épaisseur comprise entre 45 et 120 m, et se compose de couches interstratifiées de (1) dolomie argileuse de couleur gris olive, (2) de dolomie microcristalline de couleur orange jaunâtre clair, (3) de dolomie conglomératique et (4) de dolomie stromatolitique. Par endroits, l'unité basale est plutôt constituée de couches minces à moyennes de grès de granulométrie moyenne à fine et un peu de conglomérat présentant une couleur rouge violacé en surface altérée. Des moulages en contre-empreinte de cristaux de halite ont été observés dans des interstrates de shale rouge. La seconde unité se compose de 290 à 330 m de dolomie silteuse résistante, bien stratifiée; les affleurements montrent typiquement des rayures de couleur gris brunâtre et orange grisâtre en surface altérée. Le troisième membre, de 40 à 170 m d'épaisseur, renferme une dolomie blanc gris à cristaux grossiers en couches épaisses, localement accompagnée de silice abondante présente sous forme de quartz drusique et de chert tripolitique blanc. Des stromatolites algaires et oolites sont préservés par endroits. Une quatrième unité composée de dolomie poreuse n'a été observée que dans une petite région (en subsurface) de la plate-forme de Mackenzie, tandis qu'ailleurs, la discordance sous-jacente à la Formation de Mount Kindle affecte les strates de la séquence stratigraphique à un niveau plus bas. Dans la partie sud de la plate-forme de Mackenzie, l'équivalent de la Formation de Franklin Mountain est la Formation de Broken Skull, avec un membre inférieur (de 275 m d'épaisseur) composé de dolomie et de calcaire plus ou moins gréseux, présentant en surface altérée une couleur chamois, orange, jaune, brune et grise, et un membre supérieur (de 550 m) composé d'une dolomie et d'un calcaire, de couleur grise en surface altérée, incluant un calcaire

basal, dolomitique et gréseux. Après un épisode de régression et d'érosion survenu à la fin de l'Ordovicien moyen, une vaste transgression a marqué le début du cycle B et le dépôt de la Formation de Mount Kindle s'échelonnant de l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur (fig. 7-25, 7-27). La Formation de Mount Kindle se compose de couches minces à épaisses de dolomie à cristaux fins et moyens, de couleur gris brunâtre et gris sombre. Les coraux sont localement abondants. Dans la zone de transition de la plate-forme au bassin, dans le centre ouest des monts Mackenzie, la Formation de Mount Kindle peut être divisée en un membre inférieur (de 330 m d'épaisseur) composé de dolomie cherteuse gris sombre bien stratifiée, et un membre supérieur (275 m) composé de dolomie récifale de couleur gris clair, massive, à cristaux moyens et grossiers.

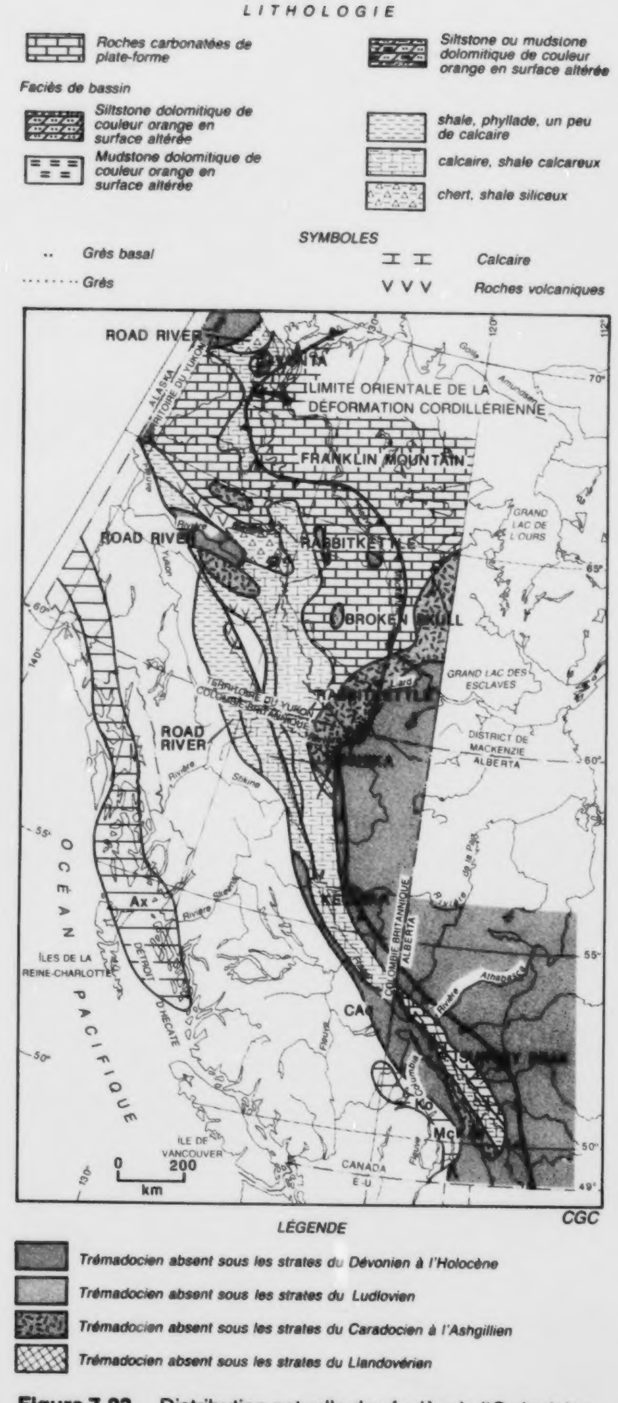


Figure 7-23. Distribution actuelle des faciès de l'Ordovicien inférieur (Trémadocien) (Cycle A). Les différents symboles de la légende s'appliquent également aux figures 7-24, 7-25, 7-27 et 7-28.

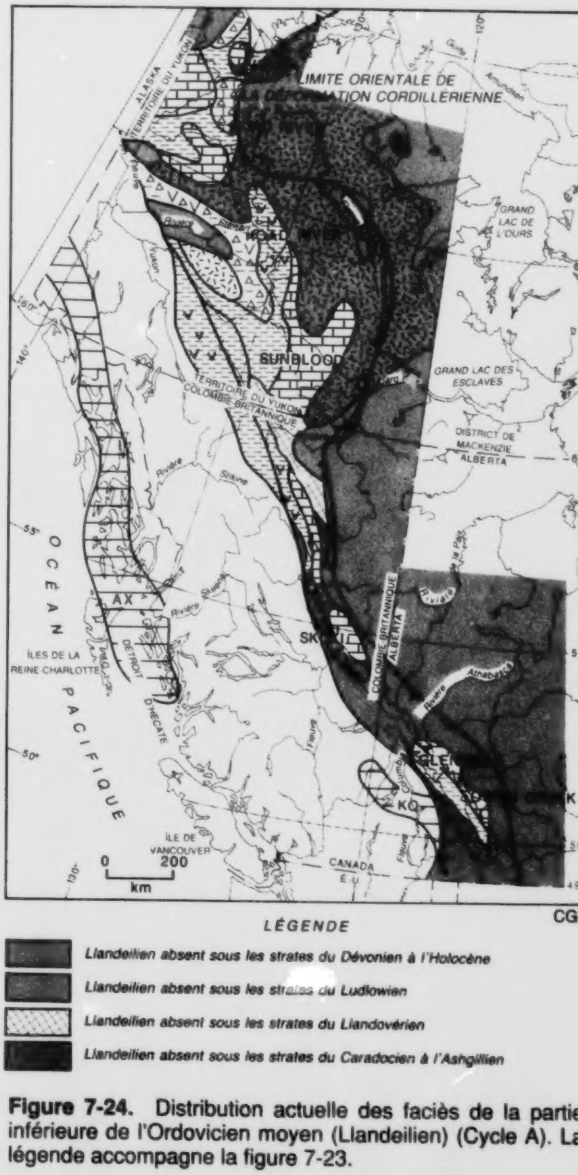


Figure 7-24. Distribution actuelle des faciès de la partie inférieure de l'Ordovicien moyen (Llandeilien) (Cycle A). La légende accompagne la figure 7-23.

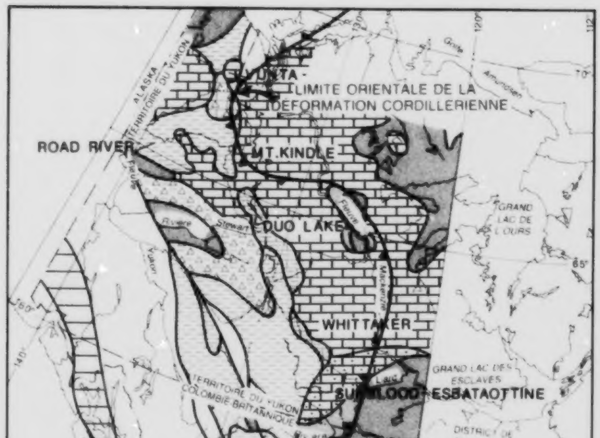


Figure 7-25. Distribution actuelle des faciès de la partie supérieure de l'Ordovicien moyen et de l'Ordovicien supérieur (Caradocien supérieur à Ashgillien) (Cycle B). La légende accompagne la figure 7-23.

Dans le sud de la plate-forme de Mackenzie, des roches semblables ont été appelées «Formation de Whittaker» (atteignant 1 000 m d'épaisseur); elles sont composées de lamines distinctes de dolomie microcristalline, finement stratifiée, de couleur gris sombre, accompagnées de nombreuses lentilles discontinues de chert gris sombre. Le cycle sédimentaire B s'est terminé par une phase de régression et d'érosion au Silurien moyen. Le cycle C (fig. 7-28) a débuté à la toute fin du Silurien, et s'est traduit par l'accumulation de carbonates arénacés, dont les composantes les plus proches de la base comprennent la dolomie arénacée, de couleur jaune en surface altérée, de la Formation de Tsetso, qui se situe au sommet du Silurien et au

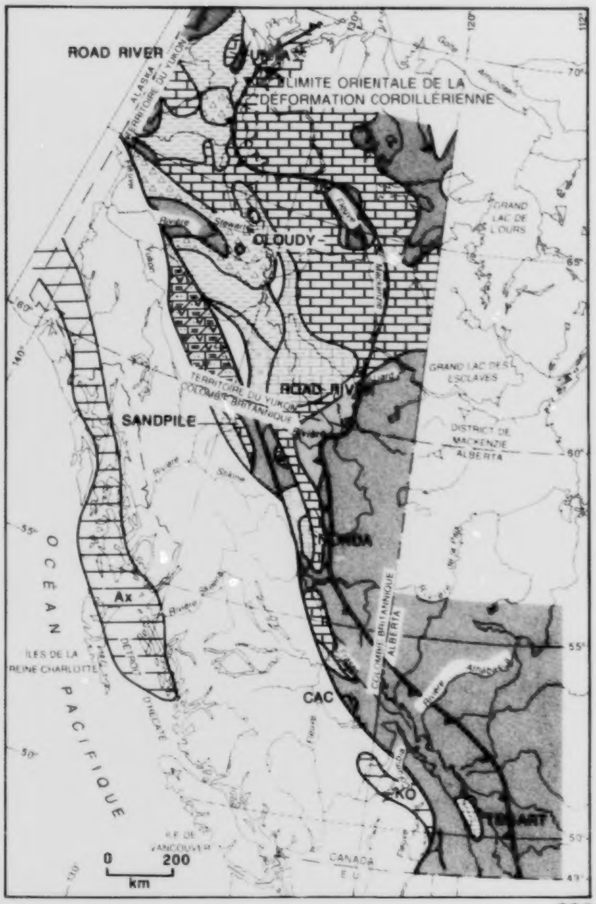
Figure 7-26. Carbonate de plate-forme de la Formation de Mount Kindle (MK) (Ordovicien supérieur à Silurien inférieur) reposant en discordance sur la dolomie transitionnelle de la Formation de Franklin Mountain (FM) (Ordovicien inférieur), dans le nord-ouest de l'arche de Mackenzie. (Photo : M.P. Cecile). GSC 199537

Dévonien inférieur, et qui au front des monts Mackenzie atteint parfois 1 200 m d'épaisseur.

Au nord-ouest, au-delà de la cuvette de Richardson, des strates en général contemporaines des formations de Franklin Mountain et de Mount Kindle se sont déposées sur la plate-forme de Porcupine (fig. 7-19). La sédimentation d'une dolomie microcristalline à texture saccharoïde, de couleur gris pâle, et d'un peu de calcaire (fig. 7-23 et 7-25), s'est poursuivie pendant tout l'Ordovicien, mais la majeure partie de la plate-forme a subsidé durant le Silurien, et des lithologies de faciès de bassin s'y sont déposés. Au sud, la plate-forme d'Ogilvie a continué à évoluer sous forme d'une plate-forme carbonatée pendant tout l'Ordovicien et le Silurien.

Dans le centre nord de la cuvette de Richardson, la petite plate-forme de White Mountains s'est apparemment édifiée à partir d'un promontoire de la plate-forme de Mackenzie du Cambrien et de l'Ordovicien inférieur (fig. 7-19). Pendant tout l'Ordovicien et le Silurien précoce, se sont accumulés plus de 850 m de calcaire micritique et biogénique, disposés en couches épaisses de couleur gris clair à crème grisâtre, qui appartiennent à la Formation de Vunta; puis, se sont accumulés des calcaires finement stratifiés du Silurien supérieur, et des strates carbonatées du Dévonien. Une cuvette formée de strates de faciès de bassin a existé entre les plates-formes de White Mountains et de Mackenzie à l'Ordovicien tardif et au Silurien (fig. 7-23 à 7-27).

À l'intérieur des régions de plate-forme de la partie nord du miogéoclinal, les arches de Mackenzie (Aitken et al., 1973; Pugh, 1983), d'Ogilvie (Gabrielse, 1967) et de Bulmer Lake (Meijer-Drees, 1974) ont chacune un noyau de strates protérozoïques surmontées en discordance par la Formation de Franklin Mountain condensée (sur la plate-forme de Mackenzie) ou une dolomie non dénommée (monts Wernecke sur la plate-forme d'Ogilvie). Ces carbonates de plate-forme sont tronqués par la discordance sous-jacente à l'Ordovicien supérieur.

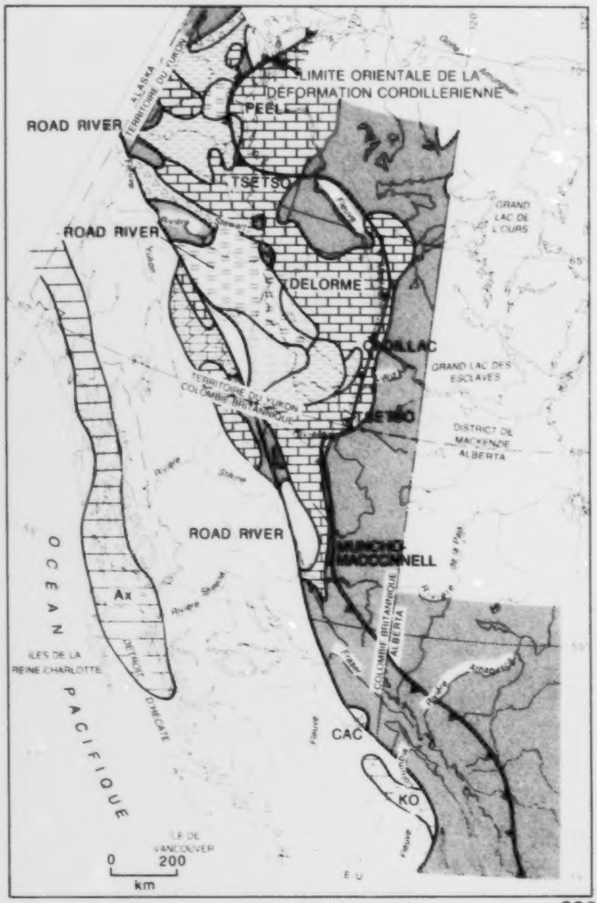


LÉGENDE

Llandovérien supérieur absent sous les strates du Dévonien à l'Holocène

Llandovérien supérieur absent sous les strates du Ludlovien

Figure 7-27. Distribution actuelle des faciès du Silurien inférieur (Llandovérien supérieur) (Cycle B). La légende accompagne la figure 7-23.



LÉGENDE

Empilement du Ludlovien au Pridolien inférieur absent sous les strates du Dévonien à l'Holocène

Figure 7-28. Distribution actuelle des faciès du Silurien supérieur (Ludlovien à Pridolien inférieur) (Cycle C). La légende accompagne la figure 7-23.

Les bassins d'intérieur de plate-forme et les bassins de marge de plate-forme du miogéoclinal ordovicien et silurien ont reçu une variété de sédiments constitués de calcaire argileux, de shale calcareux, de siltstone et de chert. Les dépôts de talus ont été très importants à proximité des plates-formes. L'unité la plus étendue est la Formation de Road River, qui s'échelonne du Cambrien supérieur au Dévonien inférieur.

La cuvette de Richardson était un bassin allongé qui s'est constitué à la fin du Cambrien précoce, peut-être sous forme d'un aulacogène (Churkin, 1975; Norris et Yorath, 1981); elle mettait apparemment en communication le miogéoclinal de la Cordillère et le miogéoclinal innuitien. La cuvette a été entourée de trois côtés par des carbonates de plate-forme au Cambrien tardif et à l'Ordovicien précoce, à une époque où il s'y trouvait une épaisse succession de calcaire de bassin présentant une couleur jaune en surface altérée (partie inférieure de la Formation de Road River, d'environ 2 000 m d'épaisseur) (fig. 7-20, coupe 4; fig. 7-23). Une succession de faciès de bassin plus variée et de milieu plus profond, constituée de shale, de chert et de calcaire finement stratifié, s'est accumulée de la fin de l'Ordovicien précoce jusqu'au Silurien tardif (partie supérieure de la Formation de Road River, d'environ 800m d'épaisseur). Pendant le Silurien, la cuvette de Richardson et la cuvette de Blackstone se sont agrandies, de sorte que le faciès de shale s'est étendu sur une grande partie de la plate-forme de Porcupine et de l'arche d'Ogilvie (fig. 7-27). La cuvette de Blackstone s'est développée sous forme d'un prolongement, relativement peu profond et de direction générale ouest, de la partie sud de la cuvette de Richardson, à la fin de l'Ordovicien précoce (fig. 7-24), et a reçu une mince succession de shale calcareux et de calcaire (partie supérieure de la Formation de Road River).

Les régions de milieu plus profond (faciès de bassin) situées dans la partie nord-ouest du miogéoclinal étaient le bassin de Selwyn et ses prolongements dans la plate-forme de Mackenzie, en particulier les rentrants de Misty Creek, de Meilleur River et de Prairie Creek (fig. 7-19). Au sud, le bassin de Selwyn était relié au bassin de Kechika situé dans le miogéoclinal méridional.

Les parties sud et nord du bassin de Selwyn présentent des lithofaciès nettement différents. Au nord, un shale, des quantités mineures de calcaire et un calcaire argileux se sont accumulés à l'Ordovicien précoce (fig. 7-23). De l'Ordovicien moyen au Silurien tardif, cette région a été le site du dépôt d'une succession condensée et monotone de shale siliceux et de chert (fig. 7-25, 7-27 et 7-28). Des lentilles latéralement discontinues de roches volcaniques basiques (basaltes et tufs atteignant jusqu'à 500 m d'épaisseur) se sont accumulées le long de la marge septentrionale du bassin à l'Ordovicien précoce et à l'Ordovicien moyen (fig. 7-24). L'absence de débris provenant des plates-formes adjacentes et des régions émergées de l'arche d'Ogilvie, résulte peut-être du fait que les roches volcaniques ont opposé une barrière au transport des sédiments en direction du bassin. Dans la partie sud du bassin de Selwyn, une variété de sédiments de bassin se sont accumulés (Formation de Rabbitkettle, Groupe de Kechika et Formation de Road River (fig. 7-23), entre l'Ordovicien précoce et le Silurien précoce. La Formation de Rabbitkettle (Cambrien supérieur et Ordovicien inférieur, atteignant localement plus de 1 000m d'épaisseur) se compose d'un calcaire silteux de couleur grise en surface altérée, et d'un siltstone calcareux nettement granoclassé. Les affleurements situés le plus à l'ouest sont plus argileux et de couleur plus sombre en surface altérée, et contiennent des proportions considérables de calcaire argileux et de shale calcareux. Le Groupe de Kechika (500 à 1 500 m d'épaisseur), groupe corrélatif, comprend un calcaire silteux et argileux, finement stratifié, de couleur jaunâtre, gris et pâle en surface altérée, un siltstone calcareux noduleux, un shale et une phyllade calcareuse; les deux unités sont surmontées de façon diachronique par la Formation de Road River. Une séquence de grande étendue du Silurien supérieur, pouvant atteindre jusqu'à 140 m d'épaisseur, constituée de mudstone et de siltstone riches en carbonates, de couleur brun orange, constitue l'un des rares membres distinctifs de la Formation de Road River dans le sud du bassin de Selwyn. Les shales du Silurien inférieur de la Formation de Road River, dans le centre est du bassin de Selwyn, abritent un vaste gisement, relativement riche, de zinc et de plomb dans le district minier de Howards Pass (60 millions de tonnes métriques indiquées par les forages et 350 millions de tonnes métriques présumées de minerai de Pb-Zn à 7 %) (E.M.R., 1985; Morganti, 1979; Norford et Orchard, 1985).

Le rentrant de Misty Creek (Cecile, 1982) était une dépression rectangulaire limitée sur trois de ses versants par des plates-formes carbonatées, et s'étendant à travers la hauteur sous-marine de Niddery, du nord du bassin de Selwyn jusqu'à la partie ouest de la plate-forme de Mackenzie (fig. 7-19). La hauteur de Niddery est caractérisée par une succession de bassin du Paléozoïque inférieur, substantiellement plus mince qu'ailleurs dans le rentrant de Misty Creek. Ce rentrant s'est formé à la fin du Cambrien précoce, et a persisté jusqu'au milieu du Silurien précoce (fig. 7-29). Au Cambrien tardif et à l'Ordovicien précoce, il s'y est déposé un calcaire silteux finement stratifié, de couleur gris jaunâtre en surface altérée (Formation de Rabbitkettle, de 200 à 900 m d'épaisseur, Cecile, 1982; fig. 7-23), caractérisé par de spectaculaires brèches de talus et structures de glissement synsédimentaire dans les successions marquant la transition entre la plate-forme et le bassin. Par la suite, le rentrant a été le site d'accumu-

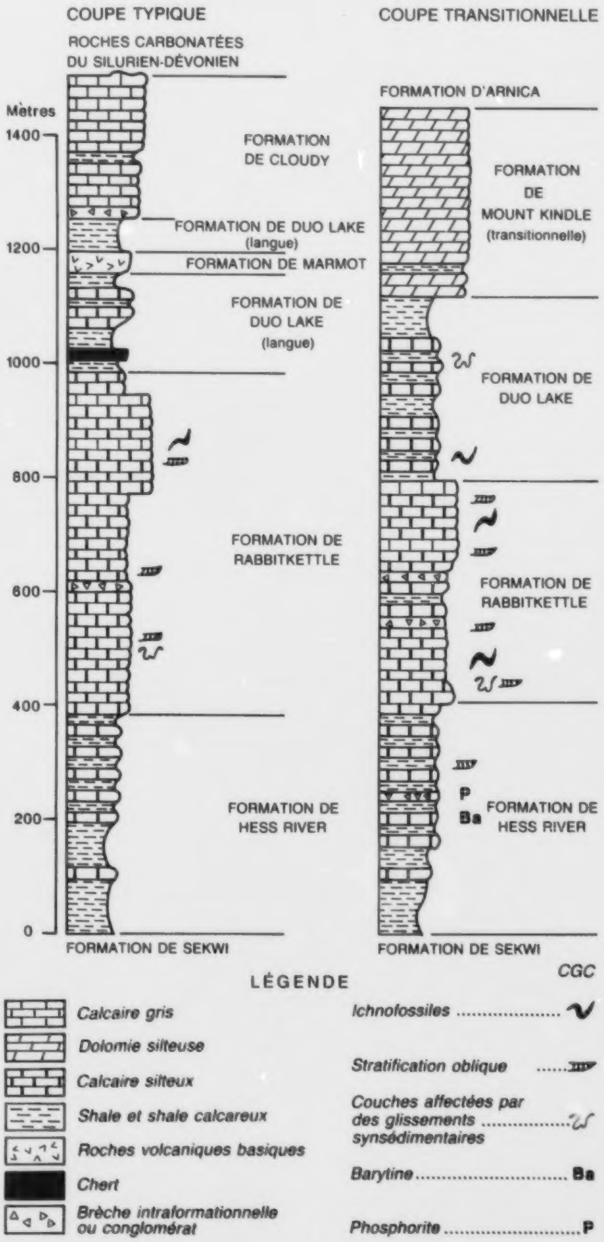


Figure 7-29. Coupe typique d'un faciès de bassin et coupe d'un faciès de transition dans le centre et dans le nord du rentrant de Misty Creek (Cecile, 1982).

lation d'une séquence moyennement épaisse de shale, shale siliceux, calcaire et chert (Formation de Duo Lake, 100-400 m d'épaisseur; fig. 7-24). De l'Ordovicien moyen au Dévonien moyen, des roches volcaniques et volcanoclastiques (Formation de Marmot, 0 à 500 m d'épaisseur, Cecile, 1982) se sont épanchées à partir d'un ou plusieurs centres d'éruption situés dans le centre sud du rentrant. Les roches éruptives sont constituées notamment de tufs à lapilli, de brèches de granulométrie fine, de coulées de basalte alcalin massives et amygdalaires, de filons-couches et de brèches grossières. Celles-ci se sont accumulées en même temps que du grès, du siltstone et de l'argilite. La Formation de Marmot se présente à l'intérieur de la partie supérieure de la Formation de Duo Lake et à l'intérieur de la Formation de Cloudy sus-jacente (Ordovicien supérieur au milieu du Silurien inférieur, 0 à 400 m d'épaisseur; fig. 7-27) sous forme de langues, qui se composent de calcaire argileux finement stratifié, et de quantités mineures de shale et de chert. Du Silurien tardif au Dévonien, le site du rentrant de Misty Creek est devenu une plate-forme peu profonde (fig. 7-28) qui a parfois émergé.

Le rentrant de Meilleur River (Bassett et Stout, 1966) était un vaste rentrant semi-circulaire qui se prolongeait dans le sud de la plate-forme de Mackenzie à partir du sud du bassin de Selwyn (fig. 7-19). À l'Ordovicien précoce, il constituait un petit renfoncement dans la plate-forme de Mackenzie. À l'Ordovicien moyen, il a fait place à une plate-forme sur laquelle les carbonates de la Formation de Sunblood et des formations apparentées se sont déposés (fig. 7-25). La Formation de Sunblood (jusqu'à 1 430 m d'épaisseur) se compose d'une dolomie très visiblement rubanée, présentant une couleur grise et jaune grisâtre en surface altérée, d'un calcaire moucheté rose grisâtre et gris, d'un grès et d'une dolomie siliceuse de couleur orange grisâtre en surface altérée (planche 12). Localement, des coulées volcaniques mafiques forment un membre bien visible qui atteint 50 m d'épaisseur. La Formation d'Esbataottine, sus-jacente et partiellement équivalente (Ludvigsen, 1975), se compose de calcaire argileux et silteux finement stratifié, de couleur grise, de 80 à 200 m d'épaisseur. De l'Ordovicien tardif au Silurien précoce, les conditions profondes de bassin se sont rétablies lorsque le calcaire argileux finement stratifié et le shale de la Formation de Road River se sont accumulés. Au Silurien tardif, le rentrant s'est étendu vers l'est, où une entité satellite, le rentrant de Prairie Creek (Morrow, 1984) et des parties du rentrant de Meilleur River ont reçu jusqu'à 700 m de siltstone riche en carbonates, de couleur orange en surface altérée, attribué à la Formation de Cadillac (fig. 7-28). Le shale de la Formation de Road River a continué à se déposer ailleurs dans le rentrant de Meilleur River. Les rentrants de Meilleur River et de Prairie Creek étaient tous deux situés dans la partie centrale de la dépression de Liard, une zone de dépôt maximal de grande longévité qui s'est formée à l'Ordovicien et a subsisté jusque pendant le Dévonien.

Miogéoclinal méridional (au sud de 60°N)

Les entités paléogéographiques de l'Ordovicien et du Silurien, dans le miogéoclinal méridional, comprenaient, à l'est, les plates-formes de MacDonald (Douglas et al., 1970), de Kakwa et de Bow (nouvelles entitées présentées dans le présent volume) et le rentrant de White River, qui étaient bordés à l'ouest par les bassins de Kechika et de Robson (fig. 7-19). Les plates-formes et cuvettes sont actuellement représentées par des aires d'affleurement discontinues, à cause de l'érosion ultérieure. Elles ont très probablement été reliées au cours des épisodes de sédimentation les unes aux autres, et reliées aux régions de bassin et de plate-forme de la partie nord du miogéoclinal.

Sur les plates-formes de MacDonald, de Kakwa et de Bow, les trois mêmes cycles qui se sont développés sur la plate-forme de Mackenzie sont représentés, mais de façon moins complète. Sur la plate-forme de Bow, la partie supérieure du Cycle A (fig. 7-23, 7-24) correspond aux formations de Survey Peak, Outram, Skoki et Owen Creek qui s'échelonnent du Cambrien supérieur à la partie inférieure de l'Ordovicien moyen, et qui comprennent des calcaires, dolomies et shales calcaires d'eau peu profonde. À leur coupe de référence de l'Ordovicien, au mont Wilson (fig. 7-30, 7-31), leur épaisseur combinée est d'environ 1 000 m (Norford, 1969; Aitken et Norford, 1967). Sur les plates-formes de Kakwa et de MacDonald, les strates carbonatées du Cycle A sont inexistantes, mais parce que dans le bassin de Kechika les strates équivalentes s'amincissent très fortement et montrent vers l'est les indices d'une érosion et d'une troncature croissantes à l'intérieur de ces mêmes strates, il apparaît que les carbonates de l'Ordovicien inférieur existaient probablement sur les plates-formes, mais ont ensuite été enlevés par l'érosion. Dans le sud de la plate-forme de Bow et sur la plate-forme de Kakwa, les quartzites de Tipperary (175 m) et de Monkman (500 m) respectivement, situés dans l'Ordovicien inférieur, témoignent de l'érosion d'une vaste zone continentale qui incluait l'arche de Peace River.

Sur la plate-forme de Bow, le Cycle B a suivi la régression et l'érosion de l'Ordovicien moyen, et il est représenté par les formations de Mount Wilson, Beaverfoot et Tegart, qui s'échelonnent de l'Ordovicien supérieur au Silurien inférieur (fig. 7-25, 7-27). La Formation de Mount Wilson (jusqu'à 500 m d'épaisseur) est composée de grès et de quartzite blancs massifs, disposés en couches épaisses. Il existe une lacune au-dessous d'une séquence de grès quartzeux dolomitique peu résistant, de shale, de dolomie arénacée et argileuse (Membre de Whiskey Trail, atteignant jusqu'à 35 m d'épaisseur), et de couches moyennes à épaisses, résistantes, de carbonates de la Formation de Beaverfoot (atteignant jusqu'à 550 m d'épaisseur). La Formation de Beaverfoot abrite dans le sud-est de la Colombie-Britannique plusieurs gîtes de barytine, dont un seul (celui de Brisco) est actuellement exploité (Manson, 1984). Dans la même région, les roches ordoviciennes et siluriennes contiennent de nombreux diatrèmes. Il semble que ces diatrèmes se soient formés au cours de deux épisodes, le premier remontant à la fin de l'Ordovicien moyen et le second datant du Dévonien moyen (Mott, 1989). Cette séquence de plate-forme est suivie du calcaire argileux, du calcaire et du shale, caractéristiques d'un faciès de bassin, de la Formation de Tegart (75 m). Sur les plates-formes de MacDonald et de Kakwa, les strates du Cycle B sont représentées par deux sous-cycles séparés par une discordance qui correspond aux phases de régression et d'érosion allant de l'Ordovicien terminal au Silurien initial. Le premier sous-cycle témoigne de la transgression survenue à l'Ordovicien tardif, et du dépôt de la dolomie et du quartzite (jusqu'à 660 m d'épaisseur); et le second, de la

sédimentation au Silurien précoce d'une dolomie, d'un quartzite et d'un grès dolomitique (Formation de Nonda, 300-700 m d'épaisseur, fig. 7-27). La prédominance de grès quartzeux dans les strates du Cycle B atteste d'apports sédimentaires continus en provenance de régions sources cratoniques. Comme indiqué plus haut, il est peu probable que parmi ces régions sources figure le Bouclier canadien actuellement exposé, mais il s'agirait plutôt d'une vaste zone située entre le bassin de Williston et la plate-forme de Mackenzie, et comprenant l'arche de Peace River, où les strates du Dévonien reposent en discordance sur des roches précambriennes.

Sur la plate-forme de Bow, aucune strate ordovicienne et silurienne plus récente que le Cycle B n'est connue. Sur les plates-formes de MacDonald et de Kakwa, le Cycle C est essentiellement identique à celui préservé plus au nord, et il est représenté par des couches épaisses de dolomie gris jaunâtre de la Formation de Muncho-McConnell (120 m d'épaisseur; fig. 7-28), qui s'échelonne du Silurien supérieur au Dévonien inférieur, et par les cycles ultérieurs de régression et d'érosion apparus au Dévonien précoce.

Les régions de bassin qui bordent la plate-forme, dans le sud du miogéoclinal, sont représentées par le bassin de Kechika, le bassin de Robson et le rentrant de White River, qui sont maintenant séparés par des régions d'affleurements plus anciens.

Le bassin de Kechika (Douglas et al., 1970) jouxte l'extrémité sud du bassin de Selwyn suivant la limite arbitraire correspondant à la latitude 60°N. À l'est, il est bordé par la plate-forme de MacDonald, et à l'ouest par la position actuelle de la plate-forme de Cassiar. La limite méridionale est le flanc de l'arche de Peace River. À l'Ordovicien précoce, la majeure partie du bassin de Kechika a été comblée par une succession s'épaississant vers l'ouest (500 à 1 500 m), et composée de calcaire silteux et argileux, en couches minces à noduleuses, de couleur gris jaunâtre et grise en surface altérée (Groupe de Kechika). Les affleurements situés le plus à l'est contiennent une brèche intraformationnelle abondante, finement stratifiée, ainsi que des conglomérats et des indices d'érosion à l'intérieur des strates. Les affleurements occidentaux sont plus argileux et plus caractéristiques d'un milieu de bassin. De l'Ordovicien moyen au Silurien tardif, la marge orientale du bassin était une zone de transition brusque d'un faciès de plate-forme à un faciès de bassin (fig. 7-32), comme le montrent les abondantes brèches d'avant-talus, les conglomérats et coulées de débris. Quelques coulées de

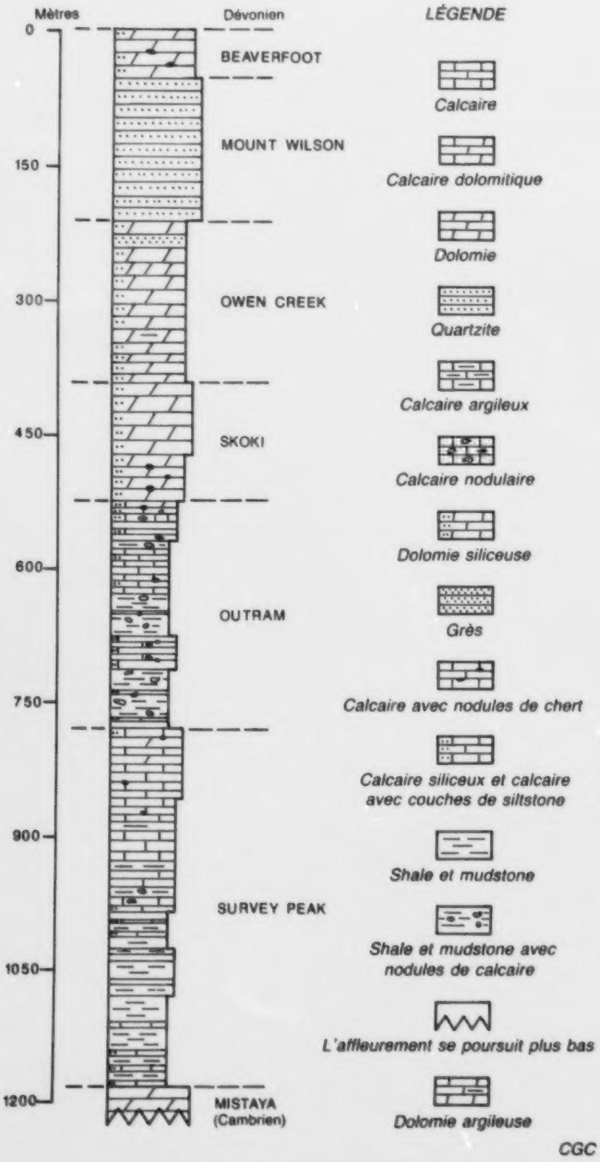


Figure 7-30. Coupe stratigraphique de l'Ordovicien au mont Wilson, dans le parc national de Banff (tiré de Norford, I969). Voir aussi la figure 7-31.

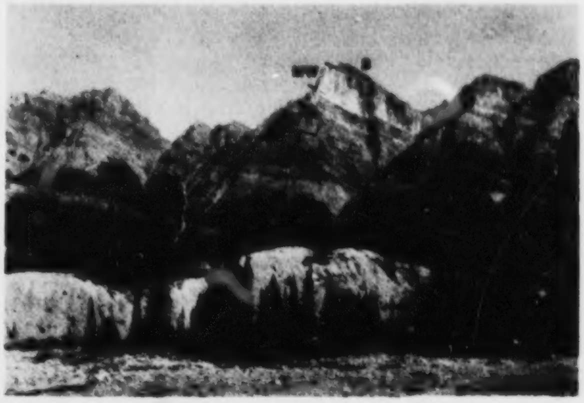


Figure 7-31. Strates de l'Ordovicien affleurant au mont Wilson, à la limite entre le rentrant de White River et la plate-forme de Bow, dans le parc national de Banff. B - Formation de Beaverfoot; MW - Formation de Mount Wilson; S - Formation de Skoki; O - Formation d'Outram; SP - Formation de Survey Peak. (Photo : B.S. Norford). GSC 118948.

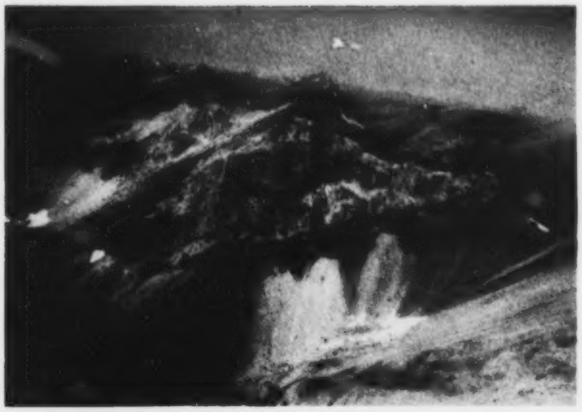


Figure 7-32. Photo prise en direction du nord montrant la partie ouest de la plate-forme de MacDonald, où s'observe le passage progressif du carbonate de la Formation de Nonda à un shale. (Photo : R.I. Thompson). GSC 205235-G.

débris sont presque entièrement composées de roches de la plate-forme. Les brèches d'avant-talus montrent une grande diversité de textures, en particulier celles qui sont associées à une bréchification *in situ* et à la présence de turbidites carbonatées de granulométrie grossière. Une coulée microdioritique massive et étendue (atteignant jusqu'à 50 m d'épaisseur) recouvre un shale de l'Ordovicien moyen, et elle est elle-même surmontée par une séquence interstratifiée de shale, de tufs à cristaux et à lapilli vitreux, riche en carbonates, présentant une couleur orange à brune en surface altérée (MacIntyre, 1981). Un membre bien visible de la Formation de Road River dans le bassin de Kechika correspond à une succession de siltstone dolomitique en plaquettes, présentant une couleur orange grisâtre en surface altérée (jusqu'à 800 m d'épaisseur), qui peut être suivie au nord jusque dans le sud du bassin de Selwyn. Des fossiles du Wenlockien (fin du Silurien précoce) ont été récoltés dans une partie de cette unité.

Il existe dans le faciès de calcaire de bassin du Groupe de Kechika (Ordovicien inférieur) des dépôts de phosphorite (Cecile et Norford, 1979); de la barytine a été trouvée dans un shale et un tuf de l'Ordovicien, et du zinc est localement présent dans des strates calcareuses et argileuses finement stratifiées du Silurien.

Plus au sud, des faciès de bassin de l'Ordovicien et du Silurien inférieur subsistent sous forme de vestiges au-dessous de la discordance subdévonienne (fig. 7-33). Dans le bassin de Robson, il ne reste que les strates de l'Ordovicien inférieur. Dans le rentrant de White River, le Groupe de MacKay (Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur, plus de 2 000 m d'épaisseur) se compose d'une ardoise calcareuse, de shale et de phyllade, de calcaire silteux, de silstone calcareux et de calcaire argileux de couleur gris clair, gris verdâtre pâle et gris jaunâtre à chamois (fig. 7-23). Ces strates sont surmontées par une séquence de roches peu résistantes, constituée de shale, de calcaire, de calcaire argileux et de dolomie, de la Formation de Glenogle (Ordovicien inférieur et moyen, pouvant atteindre 700 m d'épaisseur; fig. 7-34). La teneur en carbonates de la Formation de Glenogle augmente très fortement vers l'est en direction des formations latéralement équivalentes d'Outram, de Tipperary, de Skoki et d'Owen Creek, sur la plate-forme de Bow. À la fin de l'Ordovicien moyen, dans l'ensemble du rentrant de White River, ont eu lieu une diminution de la profondeur d'eau et des apports de silt quartzeux. Ensuite, la région a émergé et a été érodée avant le dépôt du quartzite de Mount Wilson (Ordovicien moyen-Ordovicien supérieur). Le rentrant de White River a été oblitéré à l'époque du dépôt des sédiments de Mount Wilson, et aussi à l'époque de la sédimentation de la Formation de Beaverfoot, au moment où les carbonates de plate-forme s'étendaient à l'ouest jusqu'à l'arche de Purcell (Norford, 1981). Vers la fin du Silurien précoce, s'est à nouveau établi un milieu plus profond, dans lequel se sont accumulés le calcaire, en couches minces et ondulées, et le shale de la Formation de Tegart, qui ne subsistent que sous forme de vestiges isolés (fig. 7-26). Aucune roche du Silurien supérieur n'est préservée au-dessous de la discordance subdévonienne.

Tout à fait au sud du centre de la Colombie-Britannique, près de la frontière canado-américaine, une petite étendue de la Formation d'Active (300 à 1 500 m d'épaisseur; fig. 7-19) permet d'observer des roches du faciès de bassin externe, qui sont considérées comme constituant une partie du protocontinent nord-américain. Ces roches sont une argilite et une ardoise noires et fuligineuses, accompagnées d'unités de calcaire, d'ardoise arénacée, de quartzite argileux et de quartzite (Little, 1960). La Formation d'Active est corrélable avec la Formation de Leadbetter dans l'État de Washington adjacent, où existent des faunes graptolitiques de l'Ordovicien précoce (Arénigien tardif) et de l'Ordovicien moyen (Llanvirnien et Caradocien) (Dings et Whitebread, 1965; Barnes et al., 1981).

Terranes de la Cordillère

Terrane de Cassiar

La séquence la plus complète et la plus continue de l'Ordovicien et du Silurien que l'on peut observer dans les terranes de la Cordillère se trouve dans le terrane déplacé de Cassiar (fig. 7-19 et 7-27). La succession stratigraphique a de nombreux traits en commun avec les successions des Rocheuses, et est donc attribuée à l'Assemblage de Rocky Mountains (voir la Carte des assemblages tectoniques, carte 1712A, en pochette). Dans la chaîne Cassiar, la partie supérieure du Groupe de Kechika se compose d'un calcaire argileux, d'une phyllade calcareuse et d'un shale en minces lits ou en bandes ondulées, qui deviennent de plus en plus minces et argileux à l'ouest. Contrairement à ce que l'on observe dans les strates plus récentes, les changements de faciès sont relativement progressifs. Cet assemblage date probablement en partie de l'Ordovicien précoce. Deux faciès distincts présents dans des strates plus récentes reflètent des milieux sédimentaires de plate-forme et de bassin. Les carbonates de plate-forme de l'Ordovicien supérieur, qui ont une extension latérale limitée, sont surmontés par de vastes étendues de carbonates de plate-forme, du Silurien inférieur, qui appartiennent au Groupe de Sandpile (jusqu'à 500 m d'épaisseur). Par endroits, ces roches du Groupe de Sandpile reposent en discordance sur un shale de l'Ordovicien moyen.

Dans le milieu plus profond (faciès de bassin), un shale pyriteux, gris sombre (pouvant atteindre 150 m d'épaisseur), s'échelonnant de l'Ordovicien inférieur à

l'Ordovicien supérieur, est suivi d'un siltstone et d'un shale en plaquettes du Silurien (jusqu'à 50 m d'épaisseur, Silurien inférieur, Llandovérien supérieur et Wenlockien inférieur). Par endroits, le siltstone du Silurien repose en disconformité sur le Groupe de Kechika. Les changements de faciès, des carbonates de plate-forme au shale et au siltstone adjacents de bassin, ne sont pas visibles en surface à cause de la présence de failles régionales, mais la marge occidentale du terrane de Cassiar se trouve entièrement dans le faciès de bassin, où une mince séquence ordovicienne et silurienne est surmontée par des roches clastiques fines datant probablement du Dévonien précoce. Ailleurs dans le faciès de bassin et sur la plate-forme, un grès et une dolomie gréseuse caractéristiques, présentant une stratification oblique et une couleur «tapioca», et datant peut-être du Dévonien précoce, reposent en disconformité sur l'unité de siltstone et de shale du Silurien ainsi que sur le Groupe de Sandpile.

Dans le sous-terrane de Cariboo du terrane de Cassiar, la Formation de Black Stuart comprend un mudstone pyriteux noir grisâtre et une pélite à graptolites d'âge ordovicien, accompagnés d'une unité latéralement discontinue de carbonate de plate-forme s'échelonnant du Silurien supérieur au Dévonien inférieur (Struik, 1981).

Terrane de Kootenay

Des roches du Paléozoïque inférieur, appartenant au terrane de Kootenay dans l'arc de Kootenay, comprennent une grande partie du Groupe de Lardeau le long d'une bande de 20 à 50 km de large et de 250 km de long, située dans l'extrémité sud du Domaine d'Omineca (fig. 7-35). Comme il en a été fait mention dans le sous-chapitre sur le Cambrien, la base du terrane de Kootenay suit probablement une zone de schiste à talc, près du sommet de la Formation d'Index (Zwanzig, 1973; G.E. Gehrels et M.T. Smith, communication personnelle, 1987). La Formation d'Index (jusqu'à 750 m d'épaisseur) est la formation basale du Groupe de Lardeau (Fyles et Eastwood, 1962), et puisqu'elle se situe presque entièrement au-dessous de la zone de schiste à talc, elle se compose largement de sédiments distaux apparentés à la marge du protocontinent nord-américain. La succession couvrant la zone de schiste à talc est la suivante de bas en haut: (1) la Formation de Triune (jusqu'à 250 m d'épaisseur) est une argilite noir grisâtre; (2) la Formation d'Ajax (environ 250 m d'épaisseur) est un quartzite en couches épaisses, contenant des concrétions calcaires; (3) la Formation de Sharon Creek (d'environ 250 m d'épaisseur) se compose d'argilite siliceuse noir grisâtre et de chert rubané recristallisé (Fyles et Eastwood, 1962). Ces trois unités peuvent être interprétées comme des sédiments de bassin externe apparentés à la marge du protocontinent nord-américain. La quatrième unité, la Formation de Jowett (environ 800 m) est constituée de laves tholéiitiques massives et coussinées, d'hyaloclastites et de brèches surmontées par une cinquième unité, ou interdigitées avec cette unité, laquelle se compose de quartzite folié, de grès à granules quartzofeldspathique et de phyllade grise, marron et verte, et de calcaire attribués à la Formation de Broadview (plus de 1 000 m). Les grès à granules contiennent du quartz bleu, et ne diffèrent pas beaucoup de ceux trouvés dans le Supergroupe de Windermere, du Protérozoïque supérieur. Les unités de quartzite et de phyllade sont généralement granoclassées et ressemblent à des roches similaires du Groupe de Milford plus récent; près du batholite de Kuskanax, les roches de la Formation de Broadview se laissent distinguer par leur contenu en lentilles et filons de quartz. À l'ouest du batholite de Battle Range, la Formation de Broadview est intimement plissée avec les phyllades de la Formation d'Index; cela indique que la Formation de Broadview est également un faciès occidental de la succession s'échelonnant de la Formation de Triune à la Formation de Sharon Creek (Read et Wheeler, 1977). Il est possible que les sables ayant formé les grès de la Formation de Broadview proviennent du craton, et qu'ils aient été transportés au-delà des milieux de dépôt des sédiments de la marge continentale (qui en principe couvrent l'intervalle de la Formation de Beaverfoot à la Formation de Fairholme), mais une

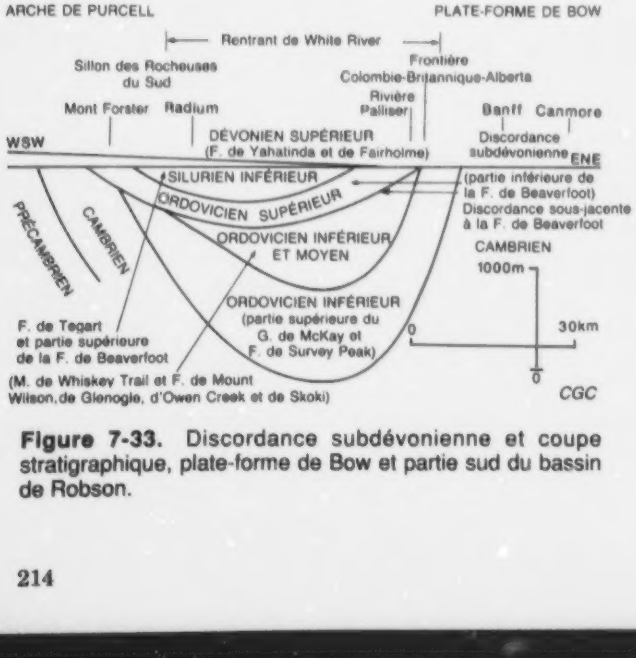


Figure 7-33. Discordance subdévonienne et coupe stratigraphique, plate-forme de Bow et partie sud du bassin de Robson.

Figure 7-34. Carbonate de la Formation de Beaverfoot (Ordovicien supérieur) surmontant le quartzite de la Formation de Mount Wilson (MW; Ordovicien moyen), lequel surmonte à son tour le shale graptolitique et le calcaire argileux de la Formation de Glenogle. Les strates suivent la limite entre la plate-forme de Bow et le rentrant de White River. (Photo: B.S. Norford). GSC 119004.

source occidentale de roches cristallines, située au large du protocontinent nord-américain, est plus probable.

Aucun fossile n'a été trouvé dans le Groupe de Lardeau. Cependant, des blocs de la Formation de Broadview, reconnus à l'intérieur du conglomérat basal du Groupe sus-jacent de Milford, d'âge carbonifère, ont été datés de l'Ordovicien précoce à l'aide d'une isochrone Rb/Sr sur roche totale qui a fourni un âge de 479 ± 17 Ma (Read et Wheeler, 1977). L'âge radiométrique de l'orthogneiss intrusif dans les roches corrélatives du Groupe de Lardeau, situées dans le promontoire de Clachnacudainn à l'est de Revelstroke est compris entre 367 et 422 millions d'années (c.-à-d. du Silurien tardif au Dévonien tardif; Okulitch, 1985). En conséquence, le Groupe de Lardeau date probablement en majeure partie de l'Ordovicien précoce.

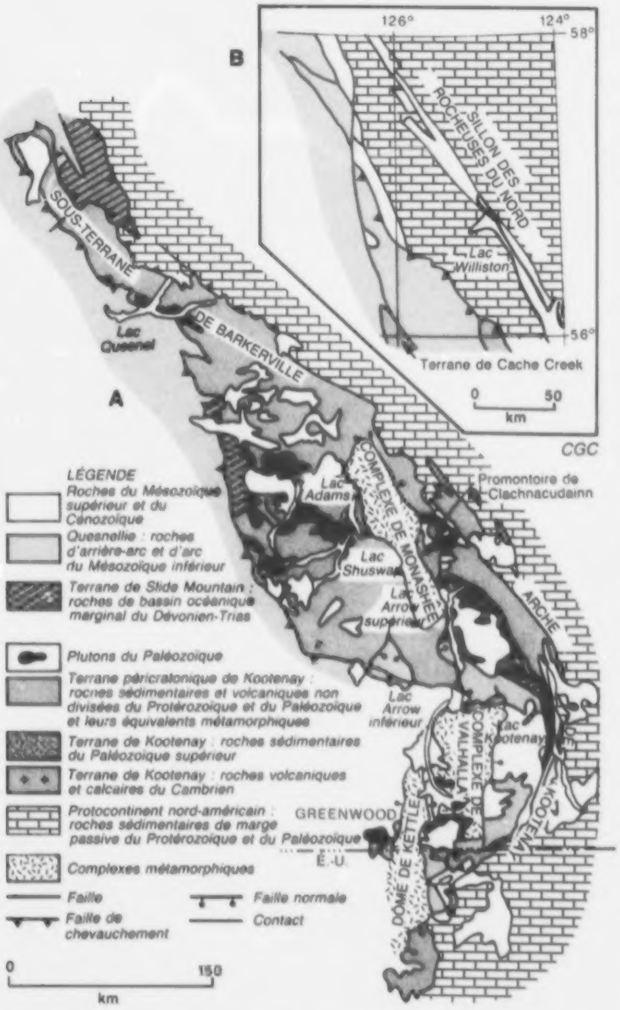


Figure 7-35. Distribution du terrane de Kootenay et relation de celui-ci avec les terranes adjacents dans (A) le sud du Domaine d'Omineca et (B) dans les chaînons Swannell qui occupent la région centrale du Domaine d'Omineca.

Plus à l'ouest, dans le terrane de Kootenay, à l'intérieur de la région du lac Adams (fig. 7-35), des nappes de charriage à vergence sud-ouest contiennent des strates qui sont peut-être en partie corrélatives des roches du Groupe de Lardeau. Une succession de phyllades grises et noir grisâtre, graphitiques, siliceuses et calcareuses (Schiarizza et Preto, 1984) ressemble à la Formation d'Index, de l'arc de Kootenay. En outre, une unité qui se compose de grès phylliteux, de grès à granules, de phyllade et de quartzite de couleur grise et verte et accompagnés de quantités mineures de calcaire et de roches vertes, et qui contient un métabasalte distinctif à son sommet, est lithologiquement semblable à la partie supérieure du Groupe de Lardeau. A.V.O kulitch (communication personnelle, 1986) a réétudié des affleurements de phyllade calcaire et de calcaire gris non fossilifères, autrefois inclus dans la Formation de Sicamous, et considérés comme datant du Mésozoïque précoce (Okulitch, 1979). Il suggère maintenant qu'ils sont peut-être l'équivalent de la partie inférieure du Groupe de Lardeau. Également, Okulitch formule l'hypothèse selon laquelle les roches vertes (autrefois incluses comme une partie soit de l'Assemblage de Nicola, soit de la Formation de Tsalkom; Okulitch, 1979) sont peut-être l'équivalent de la Formation de Jowett située dans l'arc de Kootenay. Autour de l'antiforme de Chase, une transition métamorphique nette a lieu à la base des Roches vertes de Tsalkom. Les roches sous-jacentes ont été métamorphisées à un faciès plus élevé, et sont traversées par de nombreux filons-couches granitiques apparentés à l'orthogneiss ordovicien de Little Shuswap, daté, par la méthode U/Pb sur zircon, de 452 +17/-19 Ma (Okulitch, 1985).

Plus au nord, la partie supérieure du Groupe de Snowshoe, dans le sous-terrane de Barkerville du terrane de Kootenay, a plus de 1 000 m d'épaisseur. Elle contient de bas en haut la succession suivante: un quartzite micacé gris sombre interstratifié de phyllade gris sombre et de calcaire gris sombre (assemblage semblable à la Formation d'Index située dans l'arc de Kootenay et à des roches situées dans la Formation d'Eagle Bay de la région du lac Adams et au-dessus de son unité calcaire du Cambrien inférieur); un grès à granules feldspathique, une phyllade, un marbre et un conglomérat quartzitique semblables à des parties de la Formation de Broadview; un quartzite gris, une phyllade, un calcaire, et des pyroclastites mafiques qui pourraient être soit l'équivalent de la Formation de Jowett de l'arc de Kootenay, soit l'équivalent des volcanites mafiques contenues dans la Formation d'Eagle Bay. L'unité la plus haute de la succession de la région du lac Adams (Groupe de Snowshoe?) est un marbre qui peut être suivi sur 100 km au-dessous de la faille de chevauchement de Pleasant Valley. Des algues, des échinodermes, des bryozoaires et peut-être des fragments d'ostracodes, mal conservés, récoltés dans le marbre, indiquent que cette succession date du Paléozoïque.

Terranes accrétés

Il existe dans plusieurs autres terranes de la Cordillère canadienne des roches ordoviciennes et siluriennes. Dans le terrane d'Alexander, les éléments de définition biostratigraphique sont rares et ne suffisent pas pour réaliser des reconstitutions paléogéographiques détaillées. Néanmoins, il semble que les strates du Paléozoïque puissent être divisées en deux grands groupes. Une succession

inférieure (Assemblage de Descon) comprend un mudstone et une turbidite à grauwacke interstratifiés d'unités de chert et de calcaire, couvrant le Silurien inférieur, l'Ordovicien et des niveaux plus anciens. Ces strates sont souvent latéralement juxtaposées avec des roches volcaniques et volcanoclastiques basaltiques et andésitiques. Dans le sud-est de l'Alaska, une succession supérieure, composée de roches carbonatées du Silurien au Dévonien inférieur (?), appartenant à la fois à un faciès de hauts-fonds et à un faciès de bassin (Assemblage de Kaskawulsh) est interstratifiée et latéralement juxtaposée avec un conglomérat polymicte (contenant des clastes de roches volcaniques), avec une turbidite à mudstone et grauwacke, et avec des roches volcaniques mafiques à intermédiaires (Assemblage de Karheen; Gehrels et Berg, 1984; Campbell et Dodds, 1979; Jones et al., 1972). Le conglomérat polymicte est dérivé de roches volcaniques et plutoniques soulevées, s'échelonnant de l'Ordovicien au Silurien inférieur, et témoigne d'un épisode tectonique relativement important survenu dans la partie sud du terrane d'Alexander, épisode dont il n'existe aucun indice ailleurs dans la Cordillère canadienne. Cet épisode, appelé «orogenèse de Klakas» (Gehrels et al., 1983) a produit une imbrication le long de failles de chevauchement à vergence ouest, ainsi qu'un métamorphisme local dans le faciès des schistes verts et jusque dans le faciès des amphibolites.

Ailleurs dans les terranes de la Cordillère, les strates de l'Ordovicien et du Silurien n'ont pas été examinées en détail. Elles sont peut-être représentées à l'intérieur des roches clastiques siliceuses et fines du terrane de Nisling au Yukon (Quartzite de Nasina, en partie), dans la partie inférieure de l'empilement volcanique de la Formation de Nitinat qui fait partie de la Wrangellie, dans l'île de Vancouver, et dans une unité volcanique située à l'ouest du chenal Work dans la partie centrale de la chaîne Côtière.

Roches volcaniques et intrusives

Il existe des roches volcaniques mafiques à l'intérieur des terranes de Kootenay et d'Alexander. Dans le Groupe de Lardeau du terrane de Kootenay, deux grandes unités volcaniques se composent de roches vertes, de phyllade verte et de phyllade calcareuse verte, à l'intérieur desquelles ont été identifiées de rares brèches volcaniques et structures en coussins (Read et Wheeler, 1977). Les strates volcaniques sont abondantes à l'intérieur des strates ordoviciennes et plus anciennes du terrane d'Alexander; quelques lentilles volcaniques sont également contenues dans des successions de roches carbonatées du Silurien. La plupart de ces roches ont été identifiées sur le terrain comme étant des roches volcanoclastiques, des brèches et des tufs andésitiques et basaltiques, mais quelques coulées et laves en coussins ont également été observées (R.B. Campbell, communication personnelle, 1985; Campbell et Dodds, 1979).

En de nombreux endroits, ont été reconnues des roches volcaniques à l'intérieur des strates ordoviciennes et siluriennes du miogéoclinal de l'Ouest du Canada. La plupart de ces roches volcaniques se trouvent au nord, d'abord sur la frange occidentale des plates-formes de Mackenzie, de MacDonald et d'Ogilvie, dans l'arche d'Ogilvie, ensuite dans le bassin de Selwyn, le bassin de Kechika et le bassin de Nasina, près des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord. Au sud de 56°N, le seul cas bien étudié est un complexe volcanique et intrusif interstratifié avec des strates du Silurien inférieur sur le bord occidental de la plate-forme de Kakwa (Taylor et al., 1972). Des dykes, filons-couches, volcanites et diatrèmes mafiques sont présents à l'intérieur du bassin de Robson et du rentrant de White River, mais un seul épisode de mise en place de diatrèmes remonte à l'Ordovicien.

Typiquement, les roches volcaniques autochtones se présentent sous forme de petites unités lenticulaires largement espacées, qui ont quelques dizaines à quelques centaines de mètres d'épaisseur, et quelques kilomètres de long. Elles sont fortement altérées et contiennent souvent en abondance des minéraux secondaires tels que des carbonates, de la séricite, de la chlorite et du leucoxène. Un grand nombre des successions se composent, selon l'ordre d'abondance, de tufs à lapilli, de tufs, de volcanoclastites, de coulées et de rares brèches et coulées en coussins. Dans les régions où les accumulations sont relativement épaisses, des brèches volcaniques, des conglomérats volcanoclastiques et une succession sommitale composée de carbonates d'eau peu profonde sont présents. Dans trois régions où ont été effectuées des analyses géochimiques, les roches volcaniques sont des basaltes subalcalins à alcalins, et en un endroit, de l'andésite. Cette chimie alcaline se traduit dans quelques localités par la présence de phénocristaux idiomorphes à allotriomorphes de biotite (Goodfellow et al., 1980 a, b; Cecile, 1982). Des roches volcaniques alcalines lenticulaires du même type, fortement altérées, sont interstratifiées avec des sédiments qui peuvent être aussi anciens que le Protérozoïque et aussi récents que le Dévonien moyen; dans la majorité des cas, elles s'échelonnent de la fin de l'Ordovicien précoce à l'Ordovicien moyen.

Dans l'Ouest du Canada, ont été reconnus quatre différents types de roches intrusives d'âge ordovicien et silurien. Les dykes et filons-couches apparaissent principalement associés aux strates volcaniques. De très petits diatrèmes mafiques à ultramafiques, fortement altérés, existent dans le centre est du rentrant de Misty Creek et sur la plate-forme adjacente (Oldershaw, 1981; McArthur et al., 1980). L'un de ceux-ci, appelé «diatrème de Mountain», est une kimberlite contenant des diamants minuscules. Des datations par les méthodes K/Ar et Rb/Sr ont permis de lui attribuer respectivement les âges de 445 ± 17Ma et 427Ma (Godwin et Price, 1986). De petites intrusions de syénite à sodalite sont associées aux roches volcaniques siluriennes dans la partie occidentale de la plate-forme de Kakwa (Taylor et al., 1972). Les datations radiométriques permettent d'attribuer de grands plutons granitiques du terrane de Kootenay à l'Ordovicien (Okulitch, 1985).

Zonation biostratigraphique

Les graptolites sont les fossiles stratigraphiques qui permettent une corrélation intercontinentale des strates ordoviciennes et siluriennes (fig. 7-36). La succession de faunes rencontrée dans la cuvette de Richardson et le bassin de Selwyn est l'une des séquences les plus continues au monde, et s'échelonne de près de la base de l'Ordovicien jusque près du sommet du Dévonien inférieur (Jackson, 1966; Jackson et Lenz, 1962; Norford, 1964; Jackson et al., 1965). Des séquences plus courtes existent dans le bassin de Kechika et dans le rentrant de White River. L'examen des conodontes et de la faune coquillière a permis d'établir

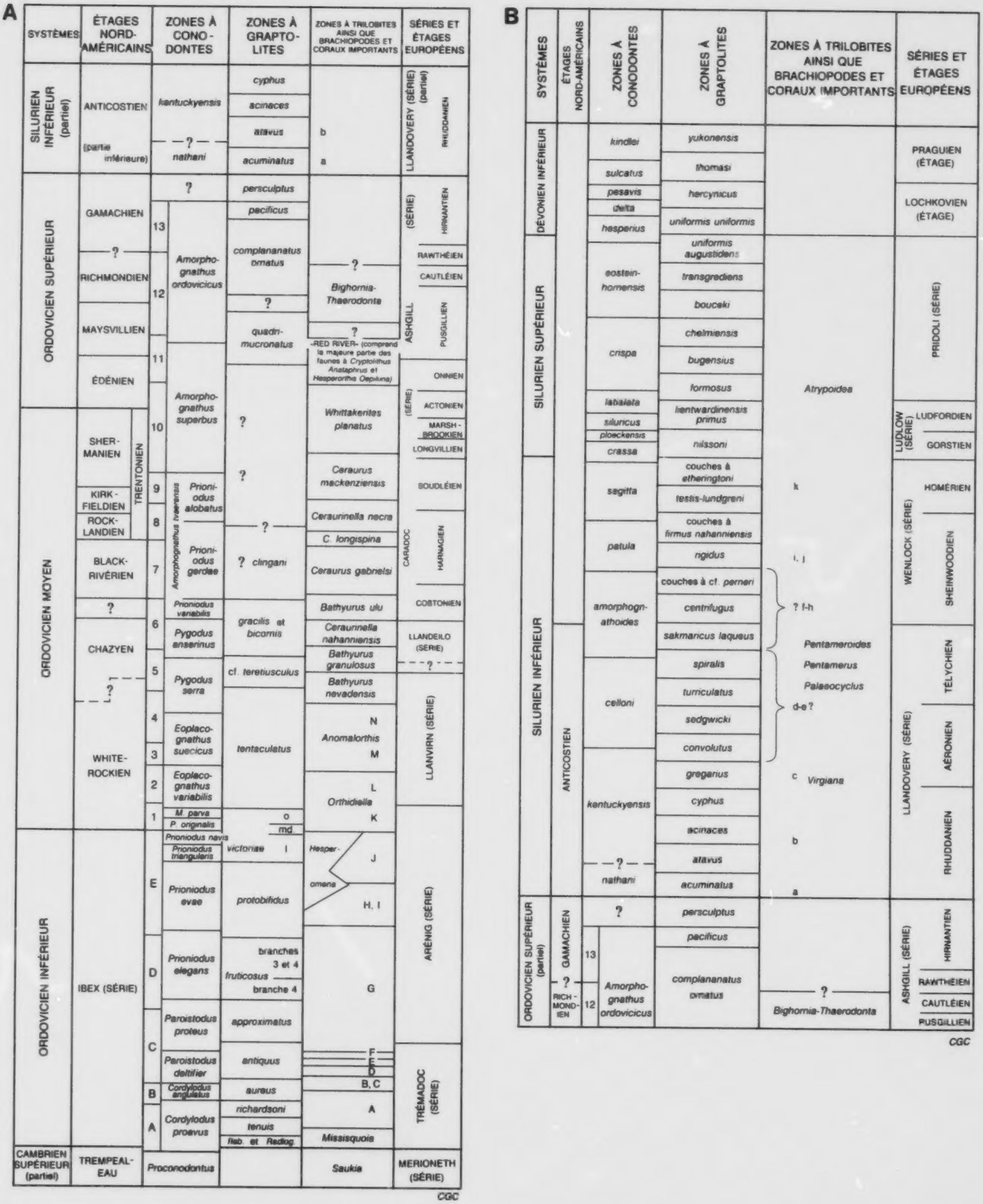


Figure 7-36. Zones biostratigraphiques de l'Ordovicien (A) et du Silurien (B). La terminologie utilisée pour la zonation de l'Ordovicien est tirée de Barnes et al. (1981) et comprend certaines modifications apportées par Lenz et McCracken (1982). Celle du Silurien inférieur provient de Lenz (1980, 1982); on y a toutefois substitué le nom de Zone à *cyphus* à celui de Zone à *gregarius*, alors que le nom de Zone à *gregarious* a été appliqué à l'intervalle s'étendant de la Zone à *triangulus* à la Zone à *argenteus*. Dans le cas du Silurien supérieur et du Dévonien inférieur, a été utilisée la terminologie de Jackson et al. (1987), laquelle a toutefois été modifiée par l'attribution de la Zone à *formosus* à la base de la Série du Pridoli. Les zones de macrofossiles a à k correspondent aux divisions informelles de Chatterton et Perry (1984), alors que les zones A à N représentent la terminologie du Nevada d'après Ross (1949, 1951) et Hintze (1953). Les zones de conodontes A à E et 1 à 13 correspondent aux associations nord-américaines standard.

la zonation des conodontes dans de nombreuses localités (Tipnis et al., 1978; Kennedy et Barnes, 1981). Dans la macrofaune, les trilobites semblent être les organismes les plus sensibles biostratigraphiquement (Ludvigsen, 1979; Chatterton et Perry, 1983). L'interstratification des faciès de bassin et de plate-forme dans les domaines transitionnels permet un étalonnage correct, avec une bonne concordance entre les zones à macrofossiles, à conodontes et à graptolites.

ASSEMBLAGES DU DÉVONIEN INFÉRIEUR ET MOYEN

D.W. Morrow et H.H.J. Geldsetzer

(avec la contribution de H.Gabrielse en ce qui concerne les terranes de la Cordillère)

Miogéoclinal du protocontinent nord-américain

Des strates caractéristiques du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen situées dans le miogéoclinal, et constituées principalement de carbonates, sont une importante composante de l'Assemblage de Rocky Mountains au nord de 56°N (fig. 7-37). Plus au sud, elles ne sont préservées que localement au-dessous d'une discordance sous-jacente au Dévonien supérieur. Comme les successions paléozoïques plus anciennes, elles montrent un net épaississement vers l'ouest et des changements brusques de faciès, avec passage à des roches fines de bassin au niveau de la limite entre les plates-formes interne et externe du miogéoclinal (fig. 7-38, 7-39, 7-40). Les changements de faciès et les variations d'épaisseur sont liés à une diversité d'entités tectoniques comprenant des bassins, des cuvettes, des rentrants, des arches, des hauteurs, des crêtes et des soulèvements.

Dans le contexte de la paléogéographie dévonienne, examinée à l'échelle du globe, il est largement reconnu que l'orogène de la Cordillère se situait au niveau des latitudes tropicales et subtropicales, d'après son contenu prédominant en carbonates et évaporites. Toutefois, la position du paléoéquateur du Dévonien est plus controversée. La plupart des études récentes (Chalmer et Lawson, 1985; Ettensohn et Barron, 1981; Ziegler et al., 1979) indiquent que l'équateur était approximativement situé à la latitude des Grands lacs, avec une inclinaison de 30° par rapport à l'équateur actuel, de sorte que la portion canadienne de la Cordillère se trouvait entre 20° et 30° de paléolatitude Nord. Toutefois, selon certaines études, l'orogène se serait trouvé dans l'hémisphère Sud (Heckel et Witzke, 1979). La première interprétation concorde mieux avec les données paléogéographiques et sédimentologiques.

Les roches dévoniennes du Domaine de l'avant-pays sont la source d'une grande variété de ressources économiquement importantes, dont un grand nombre restent encore à mettre en valeur. Ces roches contiennent des réservoirs de pétrole et de gaz dans les Foothills en Colombie-Britannique, en Alberta et au Yukon. Le soufre est un important produit dérivé du gaz sulfureux extrait de profonds réservoirs carbonatés, dans la zone des Foothills. De nombreux gîtes de plomb et de zinc existent à la fois dans les carbonates de plate-forme et dans le shale de faciès équivalent plus profond (faciès de bassin), dans toute la partie orientale de la Cordillère. Les calcaires, comme ceux de la Formation de Palliser, sont une importante source de matières premières pour la fabrication du ciment.

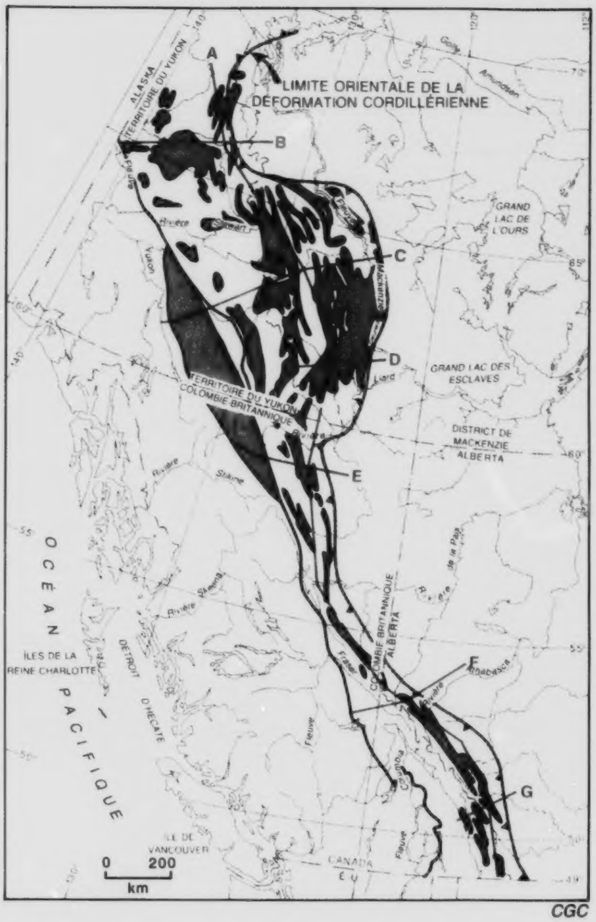


Figure 7-37. Distribution des roches dévoniennes du miogéoclinal affleurant dans la Cordillère canadienne et position des coupes stratigraphiques.

Principales subdivisions stratigraphiques

À l'intérieur des strates dévoniennes du nord de la Cordillère, la subdivision stratigraphique la plus remarquable est celle existant entre les sédiments principalement carbonatés du Dévonien inférieur et de la partie inférieure du Dévonien moyen, et les strates principalement silicoclastiques du Dévonien supérieur et de la partie supérieure du Dévonien moyen (fig. 7-41). La limite entre ceux-ci coïncide approximativement avec la discordance marquant la base du biseau d'aggradation de Taghanic (Taghanic Onlap), du Givétien moyen, qui indiquait le début d'une vaste transgression d'envergure continentale (Johnson, 1970). Au sud, les strates antérieures à la trangression de Taghanic qui ont été préservées, se trouvent à l'est du Domaine de l'avant-pays, et entièrement à l'in-

térieur de la plate-forme cratonique, où elles sont représentées par des sédiments principalement évaporitiques, dans d'anciens bassins et rentrants intracratoniques à circulation restreinte. La transgression de Taghanic, dans le sud de la Cordillère et sur le craton adjacent, s'est traduite par la sédimentation de carbonates et d'évaporites sur de grandes étendues.

Les strates du miogéoclinal couvrant le Dévonien inférieur et moyen englobent trois «séquences» et une partie d'une quatrième. Les noms de celles-ci sont empruntés à la formation ou au groupe de formations dominantes à l'intérieur de chaque séquence (fig. 7-42; tableau 7-1); de bas en haut, ce sont: la séquence de Delorme (Gédinnien-Siegénien); la séquence de Bear Rock-Stone (Emsien); la séquence de Hume-Dunedin (Eifélien); et la séquence de Fairholme (Givétien-Frasnien; chapitre 8).

Ces séquences sont semblables à celles décrites par Moore (dans Géologie du Canada n° 5, Couverture sédimentaire du craton au Canada) et comme elles, pourraient être appelées «allogroupes», c.-à-d. des unités cartographiques identifiées d'après les discontinuités qui constituent leurs limites (Code stratigraphique nord-américain, 1984). Toutefois, quelques-unes de ces séquences ne sont peut-être pas le produit d'épisodes uniques de transgression et régression générales comme les séquences formellement définies par Vail et al. (1977). Au contraire, il s'agit d'ensembles stratigraphiques définis objectivement, composés de formations latéralement équivalentes, séparées par de minces intervalles ou discontinuités de part et d'autre desquels les relations tectonostratigraphiques sont nettement différentes.

Séquence de Delorme (Gédinnien-Siegénien)

La séquence de Delorme (tableau 7-1) témoigne de la phase la plus ancienne d'une transgression de grande envergure survenue au Dévonien sur le continent. La sédimentation a commencé durant l'intervalle du Pridolien terminal au Gédinnien, immédiatement après la période de régression et d'érosion subaérienne de grande envergure du Silurien

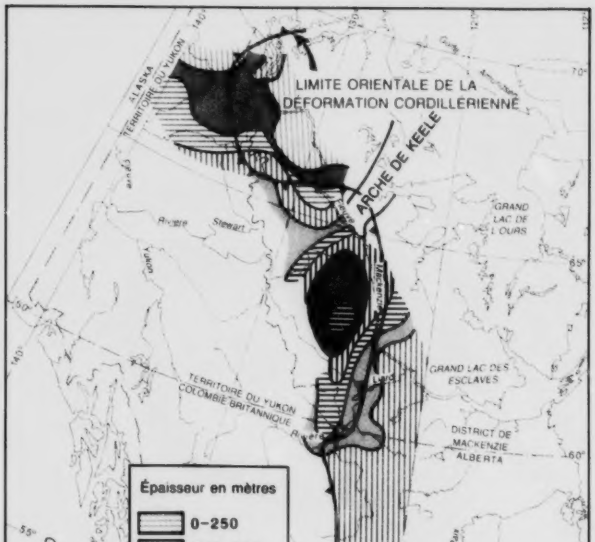


Figure 7-38. Carte isopaque de l'ensemble des strates dévoniennes dans la Cordillère orientale.

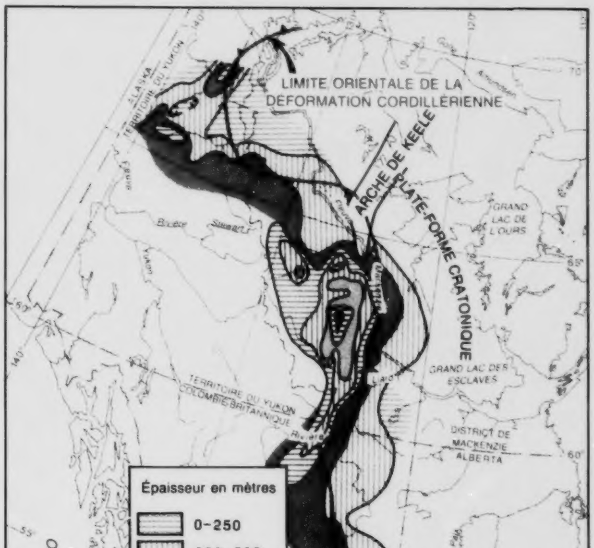


Figure 7-39. Carte isopaque de l'intervalle sous-jacent au biseau d'aggradation de Taghanic (ou intervalle du Pridolien au Givétien moyen) dans le Dévonien de la Cordillère orientale.

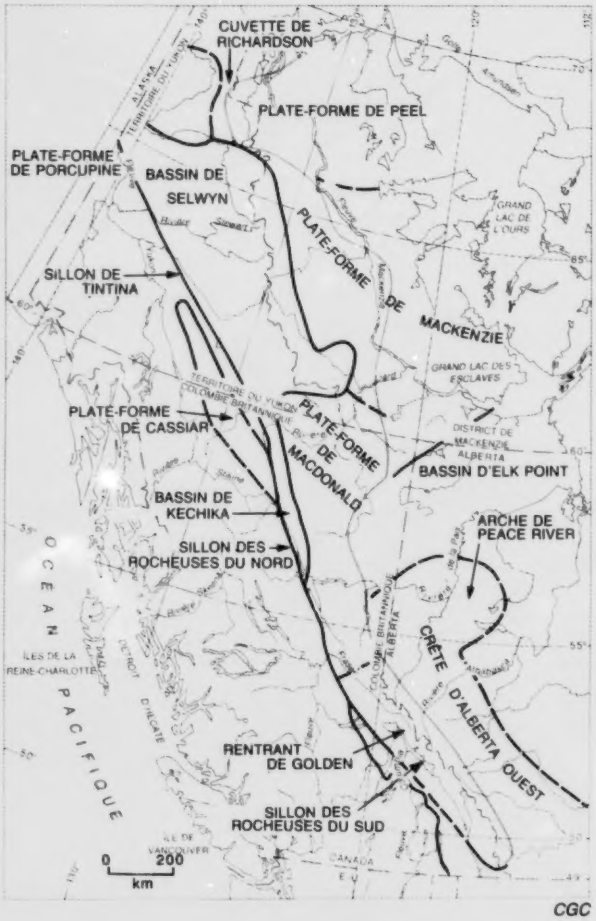


Figure 7-40. Principales entités tectono-sédimentaires couvrant l'intervalle du Dévonien précoce au Dévonien moyen dans la Cordillère orientale. La ligne rouge figure la position approximative de la flexure séparant les séquences condensées de plate-forme à l'est, des séquences plus épaisses de plate-forme continentale en subsidence à l'ouest.

tardif (fig. 7-43). Cette séquence se compose de strates carbonatées caractérisées par un contenu considérable en boue et sable et par une couleur orange jaunâtre, détails qui témoignent du recouvrement en avancée de la surface d'érosion subaérienne antérieure à l'intervalle du Pridolien terminal au Gédinnien (planche 13). La sédimentation était limitée à la partie nord du miogéoclinal. Les épaisseurs totales vont d'un biseau très fin dans les régions proches de la hauteur de Norman Wells (fig. 7-44) à plus de 1 000 m sur la bordure occidentale de la plate-forme de Mackenzie (fig. 7-39) et dans le bassin de Root (fig. 7-43; Morrow, 1984). Les sédiments de la séquence de Delorme se sont accumulés sur des plates-formes instables interrompues par des arches et bassins tels que l'arche de Redstone et le bassin de Root (fig. 7-43). La mobilité des régions de plate-forme à cette époque est indiquée par une sédimentation contemporaine de la formation d'escarpements de failles sur la plate-forme de Peel (Pugh, 1983) et par des variations considérables d'épaisseur de la séquence de Delorme d'un côté à l'autre de la plate-forme de Mackenzie (Morrow, sous presse).

Du Pridolien terminal au Gédinnien initial, la sédimentation carbonatée s'est principalement limitée aux plates-formes de MacDonald et d'Ogilvie (fig. 7-43). La dolomie silteuse, gris jaunâtre, faiblement laminée, constituant des couches d'épaisseur moyenne et faisant partie de la Formation de Muncho-McConnell (environ 400 m d'épaisseur), s'est accumulée sur la plate-forme de MacDonald, et le mudstone calcaire dolomitique et la dolomie microcristalline, de couleur crème, en couches d'épaisseur moyenne, faiblement laminés, caractérisés par une fabrique à fenestrae et faisant partie des formations de Tatsieta et de Kutchin, se sont déposés sur la plate-forme d'Ogilvie (fig. 7-43). Les plates-formes de Mackenzie, de Peel et de Porcupine étaient en grande partie exposées (Pugh, 1983; Norris, 1985) et en certains endroits, même d'anciennes discordances enfouies ont été exhumées. Un shale et un mudstone calcaire et argileux de faciès bassin, de couleur gris brunâtre, peu résistants, appartenant à la Formation de Road River, ainsi que le siltstone en plaquettes dolomitique et le grès de faciès de bassin et de talus, présentant une couleur orange vif en surface altérée et appartenant aux formations de Cadillac et de Delorme (jusqu'à 800m d'épaisseur), se sont déposés dans le bassin de Selwyn (planche 14) et dans la cuvette de Blackstone durant cette époque d'exhumation de la plate-forme (Gordey, 1980; Pugh, 1983; Morrow, 1984). Dans le sud de la plate-forme de Mackenzie, le bassin de Root a été comblé par 150 m de wackestones bioclastiques, argileux, de couleur vive, appartenant à la Formation de Vera (fig. 7-43), qui se sont déposés au-dessous du niveau des vagues, mais dans la zone photique. Cette unité distinctive contient une faune coquillière diversifiée (brachiopodes, trilobites), qui a été datée du Gédinnien initial (Morrow et Cook, 1987). Un shale graptolitique noir, et un calcaire et un chert finement stratifiés, qui pourraient avoir 300 m d'épaisseur, constituent la partie supérieure de la Formation de Road River dans la cuvette de Richardson. Les strates sommitales contiennent *Monograptus yukonensis*, qui est l'espèce la plus récente de *Monograptus* que l'on connaisse au Canada (Jackson et al., 1978). Dans le bassin de Selwyn, à l'est des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord, un shale gris sombre qui pourrait dater du Gédinnien forme une séquence condensée qui a probablement moins de 75 m d'épaisseur.

Au Gédinnien tardif et au Siegénien, la région de plate-forme septentrionale autrefois exposée a été largement inondée, mais des secteurs tels que la hauteur de Norman Wells (Williams, 1975, Aitken et al., 1982), la hauteur de Bonnet Plume (Lenz, 1972), la hauteur de Dave Lord (Jackson et al., 1978) et une portion du promontoire de Godlin (Morrow, sous presse) sont demeurés à l'air libre (fig. 7-44). Les carbonates intertidaux et supratidaux argileux et de couleur orange, silteux et gréseux, à polygones de dessiccation, qui appartiennent aux formations de Tsetso et de Tatsieta et ont environ 100 m d'épaisseur (Meijer Drees, sous presse; Purgh, 1983), ont couvert de vastes portions des plates-formes de Mackenzie, de Porcupine et de Peel, tandis que la dolomie subtidale à supratidale, silteuse, laminée, de couleur gris moyen, appartenant à la Formation de Muncho-McConnell, a continué à s'accumuler sur la plate-forme de MacDonald.

Les évaporites de la séquence de Delorme se sont déposées sur des plates-formes et dans des bassins cratoniques largement espacés (fig. 7-44). Dans le bassin de Root, jusqu'à 1 500 m d'anhydrite et de dolomie interstratifiées, d'eau peu profonde, appartenant à la Formation de Camsell, se sont accumulés pendant l'intervalle du Gédinnien au Siegénien initial. Plus à l'ouest, près du promontoire de Godlin, une succession plus mince d'évaporites de la Formation de Camsell a comblé un petit bassin qui était séparé du bassin de Root par l'arche de Redstone (fig. 7-44). Dans les deux régions, de spectaculaires brèches d'effondrement par dissolution, calcaires, sont apparues aux endroits où les évaporites de Camsell ont été exposées à une altération en surface ou près de la surface (Morrow, sous presse). Des quantités mineures d'anhydrite apparaissent à l'intérieur des formations de Tsetso et de Tatsieta.

La coloration orange jaunâtre et le contenu en éléments silicoclastiques terrigènes qui caractérisent la séquence de Delorme sur les plates-formes de MacDonald, de Mackenzie et de Peel, est beaucoup moins évidente sur les plates-formes d'Ogilvie et de Porcupine. Ceci traduit la distance relativement importante qui séparait ces deux dernières régions de l'intérieur du craton, où affleuraient des strates plus anciennes, hématitiques, à silt et sable (Morrow, sous presse). Donc, la séquence de Delorme est beaucoup plus mince dans l'ensemble de la plate-forme de Porcupine que sur les plates-formes de Mackenzie et de Peel, et elle est presque inexistante sur la plate-forme d'Ogilvie. En fait, sur toute la plate-forme d'Ogilvie, la base de cette séquence ne peut être que provisoirement placée à la base d'une succession monotone de carbonates purs d'eau peu profonde, immédiatement au-dessus de couches contenant en abondance des coraux silicifiés du type Halysites et des céphalopodes orthoconiques caractéristiques de la «faune ordovicienne de l'Arctique» présente au sommet de la Formation de Mount Kindle (Ordovicien supérieur-Silurien inférieur).

Des variations d'épaisseur et des changements de faciès remarquablement soudains dans les strates allant du Siegénien à l'Emsien se manifestent le long de la marge orientale du bassin de Selwyn. À l'est du sillon de Tintina et à l'ouest des épaisses unités carbonatées, jusqu'à 150 m de shale et de chert noirs constituent la partie inférieure d'une succession non divisée, comprise dans le Groupe d'Earn, couvrant l'intervalle du Dévonien inférieur au Mississippien inférieur. À l'est du sillon des Rocheuses du Nord, le faciès de bassin le plus à l'est se compose de shale à graptolites noir, de calcaire à crinoïdes, de calcaire argileux, de grès dolomitique et de quartzite massif pur et fin, interstratifiés les uns avec les autres et pouvant au total atteindre 100 m d'épaisseur. Excepté le shale, toutes les lithologies sont considérées comme le résultat d'écoulements turbiditiques ou d'écoulements en masse à partir d'une plate-forme orientale (MacIntyre, 1981). Les membres à quartzite sont peut-être corrélables avec le quartzite de la Formation de Wokkpash à l'est de la limite des faciès.

Séquence de Bear Rock-Stone (Emsien-Eifélien précoce)

Le dépôt de la séquence de Bear Rock-Stone (tableau 7-1) a accompagné l'ennoyage marin de la plupart des régions qui étaient encore soumises à des conditions subaériennes dans le nord de la Cordillère à la fin du dépôt de la séquence de Delorme (fig. 7-45). La transgression survenue dans ces régions a permis le dépôt de successions de carbonates et d'évaporites purs, non contaminés par des matériaux terrigènes. La couleur orange jaunâtre des sédiments silicoclastiques de la séquence de Delorme contraste nettement avec la couleur uniformément grise ou gris bleuâtre que présentent en surface altérée les carbonates «purs» de la séquence de Bear Rock-Stone (planche 14).

La séquence de Bear Rock-Stone est plus épaisse que la séquence de Delorme et se limite aussi à la partie septentrionale de la Cordillère (fig. 7-45). Son épaisseur va d'un mince biseau, là où elle forme un biseau d'aggradation sur la crête d'Alberta Ouest et sur l'arche de Peace River (fig. 7-41), jusqu'à un maximum de 1 700 m à la bordure du rentrant de Prairie Creek (fig. 7-45) sur la plate-forme de Mackenzie (Morrow, 1984). En outre, la séquence est typique d'une sédimentation en milieu de plate-forme carbonatée soumise à une subsidence plus uniforme que celle des plates-formes où s'est accumulée la séquence de Delorme. Ceci se reflète dans la continuité régionale du lithofaciès de la séquence de Bear Rock-Stone et par ses variations d'épaisseur plus modérées (Morrow, sous presse).

Le contact entre les séquences de Delorme et de Bear Rock-Stone est généralement concordant, bien qu'une discordance locale apparaisse parfois au-dessous de la Formation de Wokkpash, unité basale de la séquence de Bear Rock-Stone dans le nord-est de la Colombie-Britannique (Thompson, 1989; certains chercheurs considèrent qu'à cet endroit, le contact est également concordant (Taylor et Mackenzie, 1970)). Sur la bordure occidentale de la plate-forme de Mackenzie, l'unité basale de la séquence de Bear Rock-Stone est la Formation de Sombre qui est interdigitée avec la Formation de Camsell, unité sommitale de la séquence de Delorme (Morrow, 1984; Morrow et Cook, 1987; voir aussi Gabrielse et al., 1973). Ceci indique qu'il ne s'est pas produit de régression significative à la fin du dépôt de la séquence de Delorme dans la région de la Cordillère. Toutefois, certains détails révèlent que le début de la sédimentation de Bear Rock-Stone correspond à une rapide transgression qui a modifié brusquement la paléogéographie dévonienne. La transgression à travers des régions exposées telle que la hauteur de Norman Wells a permis l'accumulation de 50 m d'une dolomie à crinoïdes sombre formée en milieu marin à circulation libre, appelée «dolomie d'Arnica Platform» (Williams, 1975), à la base de la séquence de Bear Rock-Stone dans le bassin de Root. Ce membre basal de la Formation d'Arnica sépare la séquence anhydritique-dolomitique de la Formation de Bear Rock, des évaporites sous-jacentes de la Formation de Camsell. La transgression se traduit aussi par le contact net entre les séquences de Delorme et de Bear Rock-Stone sur l'ensemble des plates-formes de Mackenzie et de Peel (fig. 7-41; p. ex. les contacts Camsell-Sombre, Camsell-Anica, Tsetso-Arnica et Tatsieta-Arnica; Morrow et Cook, 1987; Morrow, sous presse, Pugh, 1983).

L'accumulation de la séquence de Bear Rock-Stone a eu lieu en deux phases distinctes, une phase à l'Emsien (fig. 7-45) au cours de laquelle le gros de la séquence s'est déposé, et une phase plus brève à l'Eifélien précoce (fig. 7-46), cette dernière principalement marquée par la régression marine survenue sur une grande partie de la plate-forme cratonique. La régression est caractérisée par

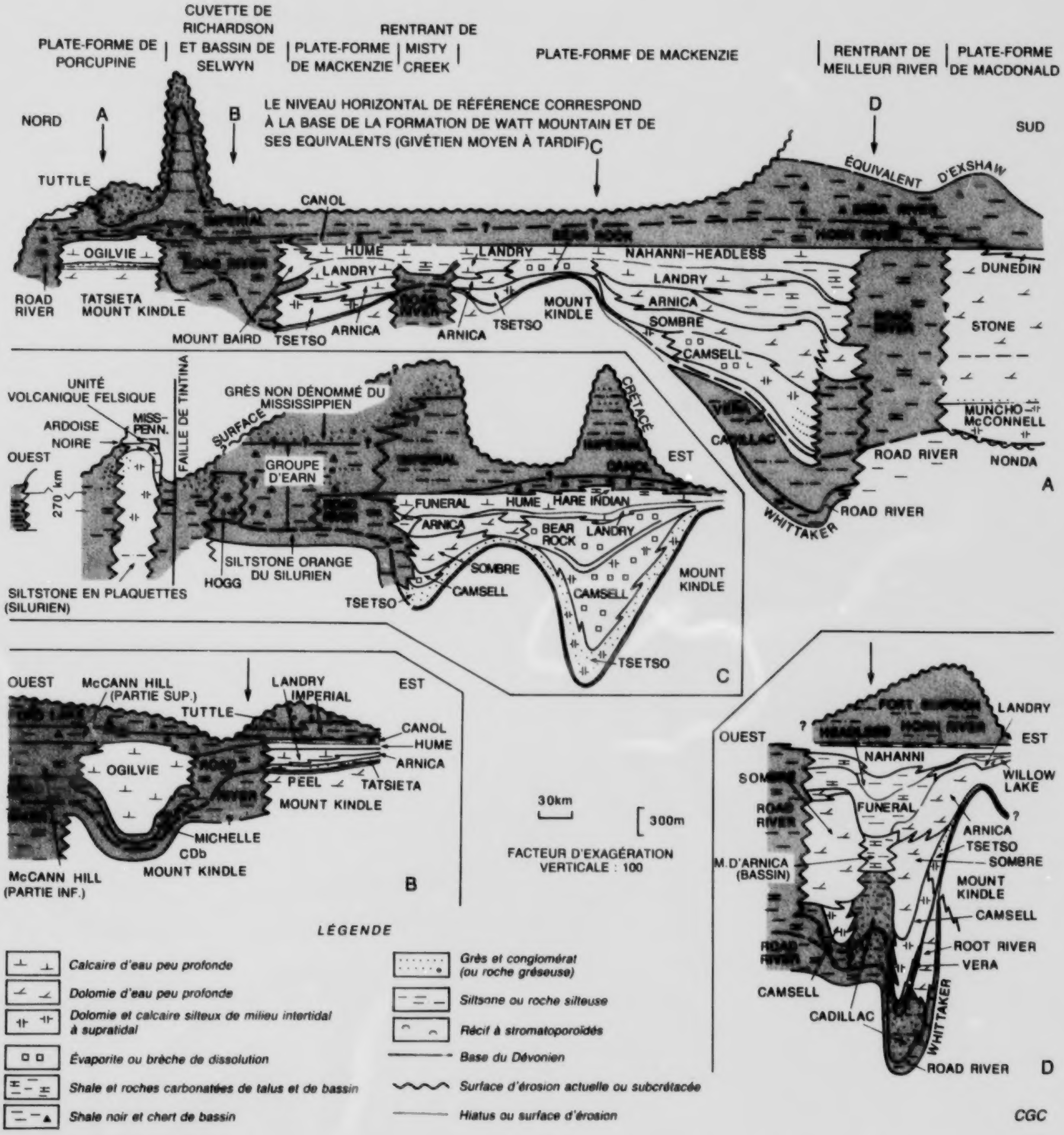
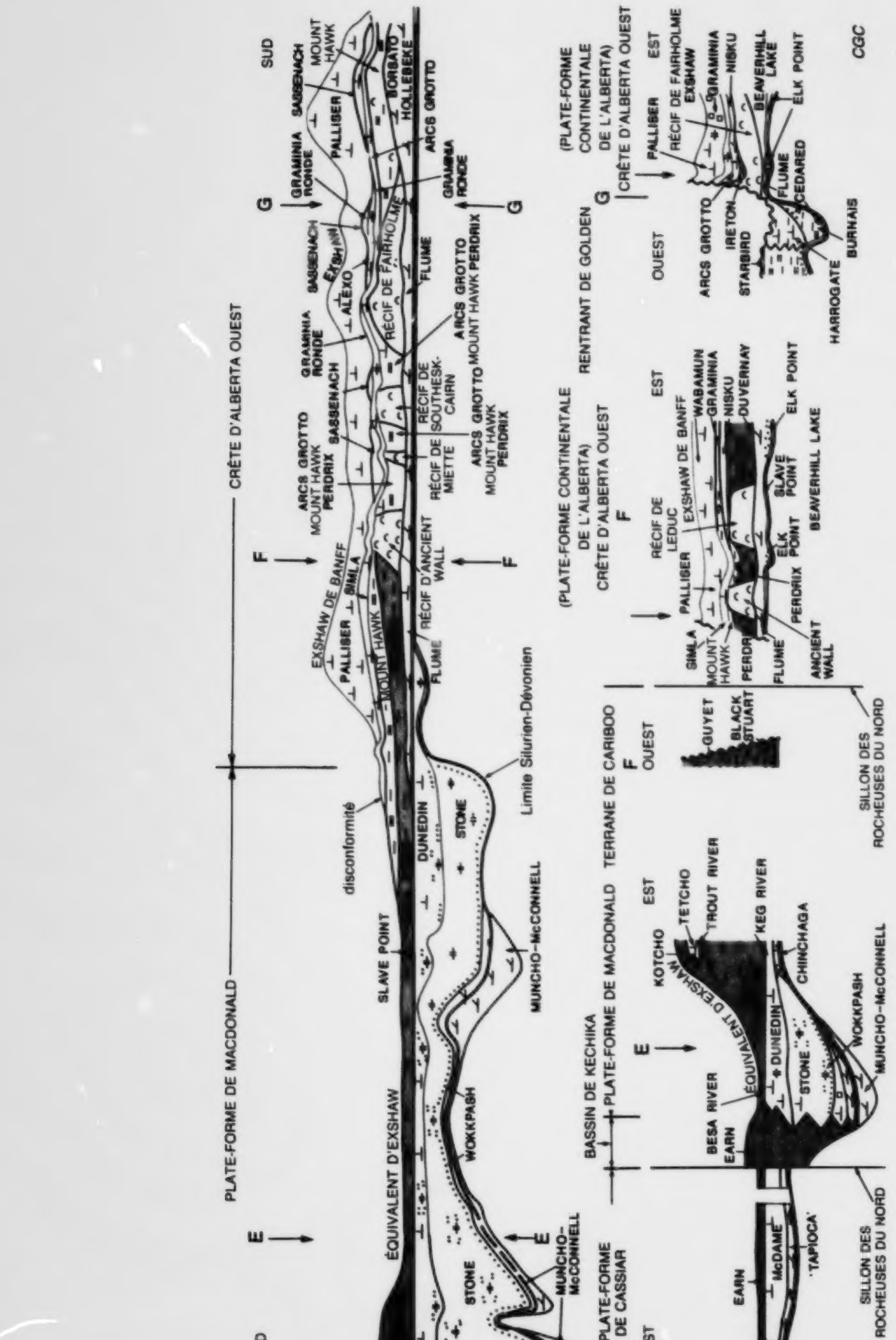


Figure 7-41. Coupes stratigraphiques du Dévonien de la Cordillère. La position des coupes est représentée à la figure 7-37. Les faciès à prédominance de roches clastiques sont figurés en gris.


NORD
SUD
PLATE-FORME DE MACDONALD
CRÊTE D'ALBERTA OUEST
E
F
G
ÉQUIVALENT D'EXSHAW
SLAVE POINT
disconformité
DUNEDIN
STONE
WOKKPASH
MUNCHO-McCONNELL
Limite Silurien-Dévonien
EXSHAW DE BANFF
PALLISER
SIMLA
MOUNT HAWK
FLUME
RÉCIF D'ANCIENT WALL
ARCS GROTTO
PERDRIX
SASSENACH
GRAMINIA RONDE
RÉCIF DE MIETTE
RÉCIF DE SOUTHESK-CAIRN
RÉCIF DE FAIRHOLME
ALEXO
BORSATO
HOLLEBEKE
OUEST
EST
PLATE-FORME DE CASSIAR
BASSIN DE KECHIKA
PLATE-FORME DE MACDONALD
TERRANE DE CARIBOO
EARN
McDAME
'TAPIOCA'
SILLON DES ROCHEUSES DU NORD
BESA RIVER
ÉQUIVALENT D'EXSHAW
KOTCHO
TETCHO
TROUT RIVER
KEG RIVER
CHINCHAGA
GUYET
BLACK STUART
(PLATE-FORME CONTINENTALE DE L'ALBERTA)
CRÊTE D'ALBERTA OUEST
RÉCIF DE LEDUC
WABAMUN
NISKU
DUVERNAY
SLAVE POINT
ELK POINT
BEAVERHILL LAKE
RENTRANT DE GOLDEN
(PLATE-FORME CONTINENTALE DE L'ALBERTA OUEST
CRÊTE D'ALBERTA OUEST
RÉCIF DE FAIRHOLME
EXSHAW
IRETON
STARBIRD
HARROGATE
BURNAIS
CEDARED
CGC

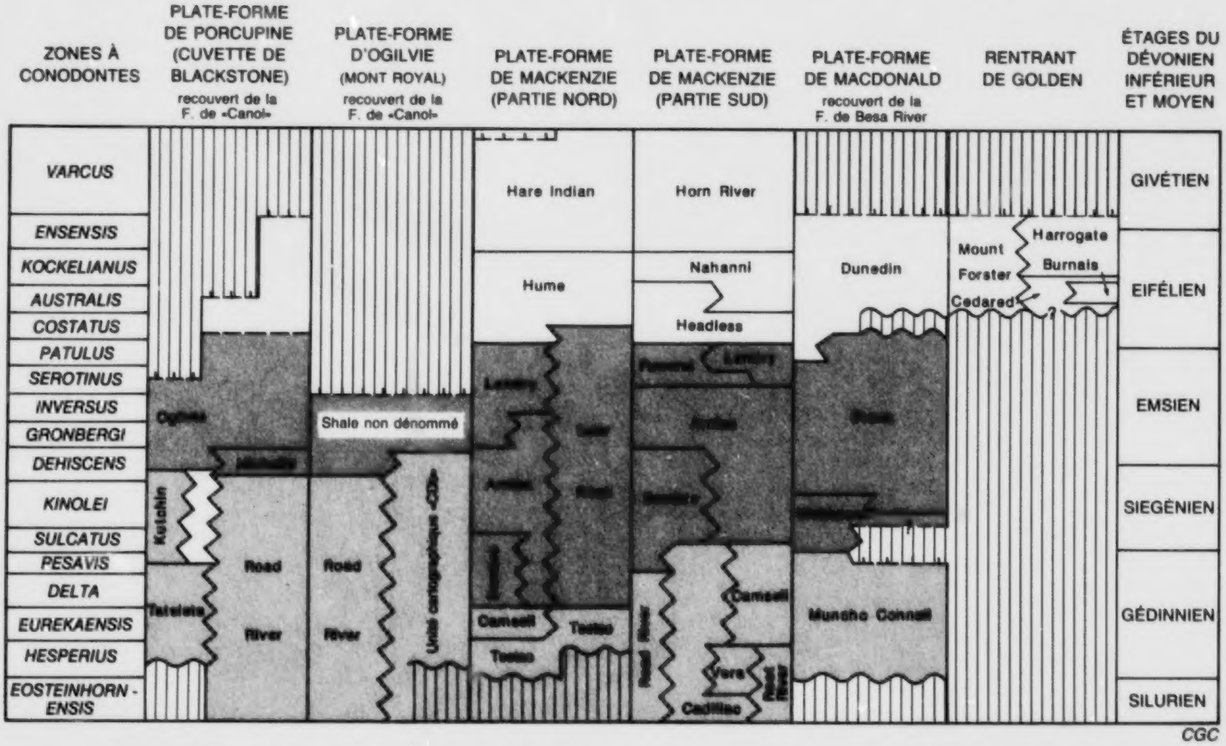


Figure 7-42. Tableau de corrélation stratigraphique du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen. La séquence de Hume-Dunedin est représentée en blanc, la séquence de Bear Rock-Stone en gris et la séquence de Delorme en rose.

une disconformité ou par une discordance coïncidant avec la base des formations de Headless et d'Ebbutt (Meijer Drees, sous presse; Law, 1971) et avec la zone détritique intermédiaire de la Formation de Chinchaga (Belyea, 1970; Law, 1971).

Sur la plate-forme de MacDonald, le dépôt d'arénite quartzeuse dolomitique de milieu infralittoral, à stratification oblique, appartenant à la mince Formation de Wokkpash (généralement moins de 100 m d'épaisseur; Taylor et Mackenzie, 1970) a marqué le début du dépôt de la séquence de Bear Rock-Stone. Les roches silicoclastiques de la Formation de Wokkpash passent brusquement vers le haut à l'épaisse succession de dolomie «pure» de la Formation de Stone, qui s'amincit vers le sud-est en direction de l'arche de Peace River, et dont l'épaisseur maximale est d'environ 2 000 m près de la bordure septentrionale de la plate-forme de MacDonald. Une séquence rythmique d'intervalles de dolomie intertidale laminée de couleur gris clair et d'intervalles plus sombres de dolomie subtidale en couches moyennes à épaisses, localement fossilifère, constituent la Formation de Stone. L'énorme gisement de plomb et zinc de type «Mississippi Valley» présent à Robb Lake s'est formé dans les strates bréchiques, à ciment de dolomite sparitique, de la Formation de Stone (Macqueen et Thompson, 1978). Au nord, dans la partie sud de la plate-forme de Mackenzie, les dépôts de l'Emsien correspondent à la dolomie de couleur gris clair et moyen des formations de Sombre et d'Arnica, laquelle, comme la dolomie de la Formation de Stone, est en grande partie une dolomie subtidale à supratidale d'eau peu profonde. Les laminites intertidales, de couleur dominante gris clair, et les dépôts détritiques littoraux à clastes de boues calcaires partiellement dolomitisées de la Formation de Sombre, sont largement limités à la bordure occidentale de la plate-forme de Mackenzie, tandis que les dolomies légèrement vacuolaires et principalement subtidales de la Formation d'Arnica, de couleur plus sombre, gris brunâtre, plus fossilifères (crinoïdes, amphiporidés), en couches moyennes à épaisses, sont prédominantes dans le centre et l'est de la plate-forme (fig. 7-45). La Formation de Sombre s'est probablement déposée sur un vaste haut-fond carbonaté qui bordait la plate-forme; du côté du rivage par rapport à cette zone de hauts-fonds, les dépôts principalement subtidaux de la Formation d'Arnica se sont accumulés dans des lagons. À cette époque, le bassin de Root était couvert par les sédiments d'eau peu profonde des formations d'Arnica et de Sombre, et ne recevait plus de sédiments de faciès de bassin, excepté dans le rentrant de Prairie Creek où il constituait un prolongement vers l'est du rentrant plus vaste de Meilleur River (Morrow, 1984). Le dépôt de sédiments hémipélagiques d'eau profonde s'est poursuivi à l'intérieur du rentrant de Prairie Creek à l'Emsien, et incluait divers flots gravitaires à fragments de calcaire, issus de la bordure peu profonde du rentrant. L'absence de nutriments organiques a amené l'accumulation d'un shale calcareux et d'un siltstone d'eau profonde, de couleur rose

Tableau 7-1. Subdivisions tectoniques des strates du Dévonien inférieur, moyen et supérieur dans le Domaine de l'avant-pays

SÉQUENCE	PROVINCE TECTONIQUE								
	MIOGÉOCLINAL OCCIDENTAL			MIOGÉOCLINAL ORIENTAL			PLATE-FORME CRATONIQUE		
	Nord		Sud	Nord		Sud	Nord	Sud	
								Nomenclature en subsurface	Nomenclature en affleurement
Palliser	Nation River	Tuttle Ford Lake Imperial	Earn[1]	Imperial	Fort Simpson	Besa River	Kotcho Tetcho Trout River	Wabamun	Palliser Stettler Crossfield Sassenach
Ronde Kakisa	Nation River	Ford Lake Imperial	Earn[1]	Imperial	Fort Simpson	Besa River	Kakisa	Graminia Blueridge Calmar	Simla Ronde
Fairholme	Ford Lake Nation McCann Hill	Imperial 'Canol' shale non dénommé	Earn[1]	Imperial Canol Ramparts Hare Indian	Fort Simpson Muskwa Horn River	Besa River	Redknife Jean Marie Hay River Muskwa Waterways Slave Point Watt Mountain Gilwood	Nisku Leduc Ireton Duvernay Beaverhill Borsato	Arcs Grotto Mount Hawk Perdrix Maligne Peechee Cairn Flume Starbird Hollebeke Yahatinda
Hume-Dunedin	McCann Hill	Unnamed shale Ogilvie CDb (unité carto.)	Earn[1] Road River	Hume Nahanni Headless	Horn River Horn Plateau Lonely Bay	Besa River Dunedin	Lonely Bay Willow Bay Ebbutt	Sulphur Point Keg River Muskeg Chinchaga Elk Point[1] Contact Rapids	Yahatinda Mount Forster Harrogate Burnais Cedared
Bear Rock-Stone	CDb (unité carto.)	Ogilvie Michelle	Earn[1] Road River	Mount Baird Funeral Bear Rock	Landry Arnica Snatla Grizzly Bear Sombre	Dunedin Stone Wokkpash	Landry Bear Rock	Chinchaga Elk Point[1]	
Delorme	Kutchin Tatsieta	CDb (unité carto.)	Road River Cadillac Delorme	Road River Kutchin Tatsieta	Camsell Tsetso Vera Root River	Muncho-McConnell	Tatsieta	Tsetso	

[1]Groupe

et rouge, qui sont interstratifiés avec les turbidites calcaires et avec les coulées de débris contenues dans le rentrant. À l'ouest de l'arche de Redstone, en direction du bassin de Selwyn, la partie supérieure de la dolomie d'Arnica passe latéralement au calcaire à crinoïdes argileux, déposé en eau plus profonde, de la Formation de Grizzly Bear, qui atteint plus de 200 m d'épaisseur, et à une séquence rythmique de fines interstrates de shale turbiditique et de calcaire, appelée «Formation de Natla», qui peut atteindre 450 m d'épaisseur (Gabrielse et al., 1973). Plus à l'ouest, les strates corrélatives situées dans le nord du bassin de Selwyn se composent d'un mince shale gris sombre interstratifié avec un calcaire et localement avec un siltstone volcanogénique, un conglomérat volcanique et un tuf à lapilli (Cecile, 1982).

Dans le nord de la plate-forme de Mackenzie et sur la plate-forme de Peel, les dépôts évaporitiques de la Formation de Bear Rock (environ 300 m d'épaisseur) s'étendent beaucoup plus loin à l'ouest que dans la partie sud de la plate-forme de Mackenzie, et sont aussi présents sur la hauteur de Norman Wells (fig. 7-45). Ces évaporites, préservées en subsurface sous forme de «cycles» subtidaux à supratidaux répétitifs, composés de minces dololaminites à anhydrite, présentant des polygones de dessiccation, généralement de moins de 2 m d'épaisseur (Meijer Drees, 1980), représentent le faciès oriental équivalent de la succession d'Arnica-Sombre. Presque tous les affleurements de ces évaporites ont subi un effondrement par dissolution et, localement, contiennent des brèches d'effondrement carbonatées massives, spectaculaires (Morrow, sous presse;

Morros et Meijer Drees, 1981). Meijer Drees (sous presse) a proposé l'emploi de la désignation de «Fort Norman» dans le cas des évaporites non bréchiques de Bear Rock, préservées en subsurface.

À l'Emsien précoce, la plate-forme de Porcupine a subi d'importantes modifications paléogéographiques. La cuvette de Blackstone et la hauteur de Dave Lord (fig. 7-44) ont disparu, et la cuvette de Richardson est redevenue un profond passage marin reliant le bassin de Selwyn aux passages marins septentrionaux (fig. 7-45). Le calcaire résistant d'eau peu profonde de la Formation d'Ogilvie, de couleur gris bleuâtre en surface altérée, en couches moyennes et épaisses, pouvant atteindre 600 m d'épaisseur, et l'unité cartographique CDb, se sont accumulés sur l'ensemble de la plate-forme de Porcupine et sur les plates-formes de Royal Mountain et de White Mountain (Norris, 1985; Pugh, 1983; Perry et al., 1974; fig. 7-45). Dans l'ensemble de la cuvette de Blackstone, le shale de la Formation de Road River, d'âge siegénien, est surmonté par la Formation de Michelle, un mince (<150 m) faciès de talus, composé de mudstone et shale calcareux et fossilifères de l'Emsien initial, qui passe brusquement vers le haut à la Formation d'Ogilvie.

La différenciation géographique et stratigraphique au niveau des faciès de calcaire, de dolomie et d'évaporite, qui est manifeste sur les plates-formes de Peel et de Mackenzie, n'apparaît pas sur la plate-forme de Porcupine. Au contraire, la Formation d'Ogilvie est une unité beaucoup plus homogène de milieu marin à circulation libre, composée de

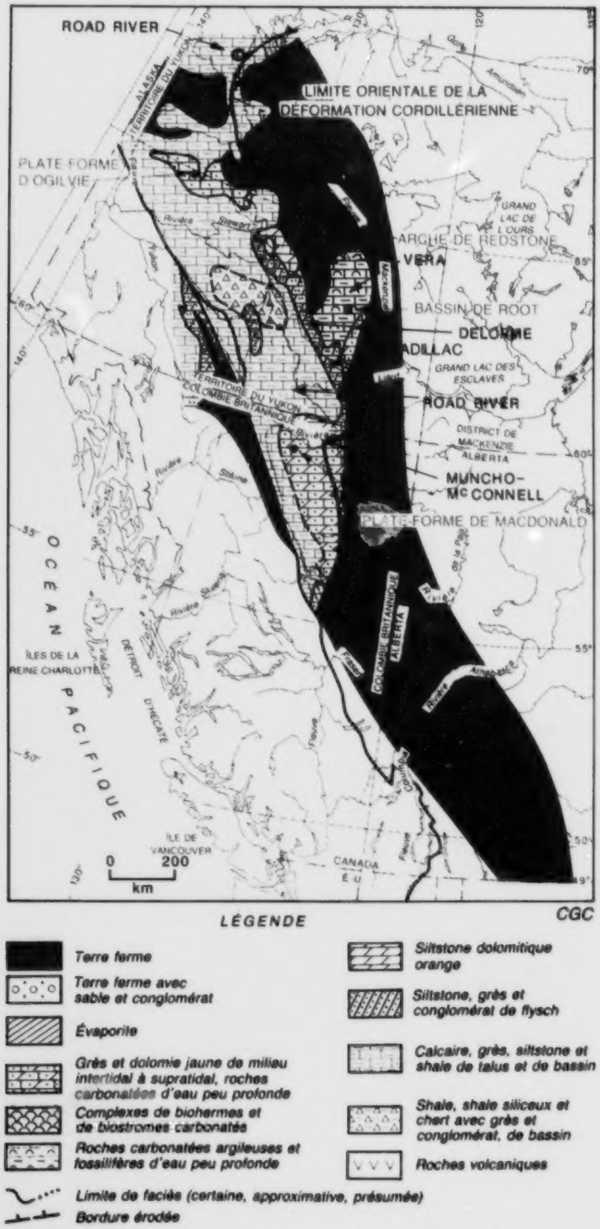


Figure 7-43. Distribution des faciès au Silurien terminal (Pridoli).

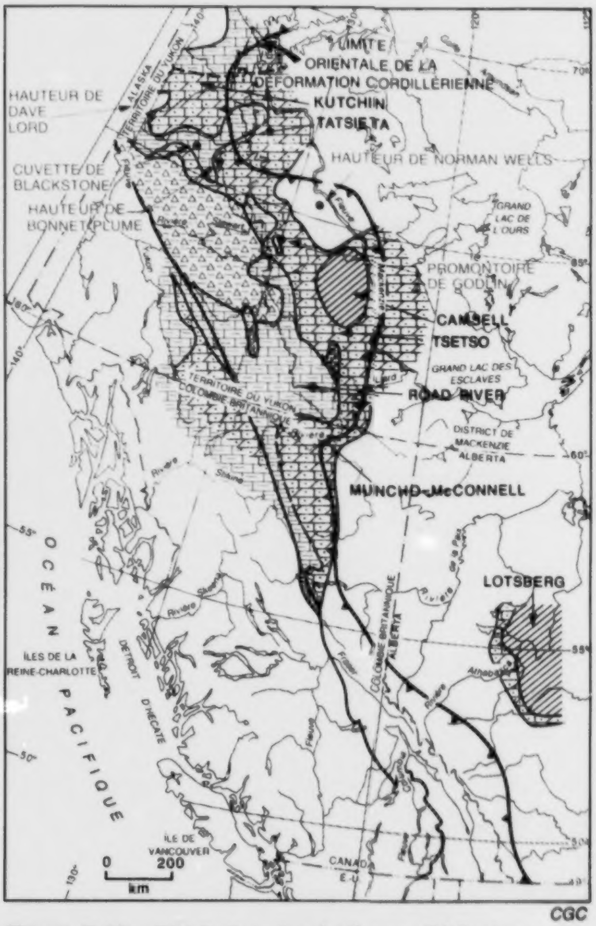
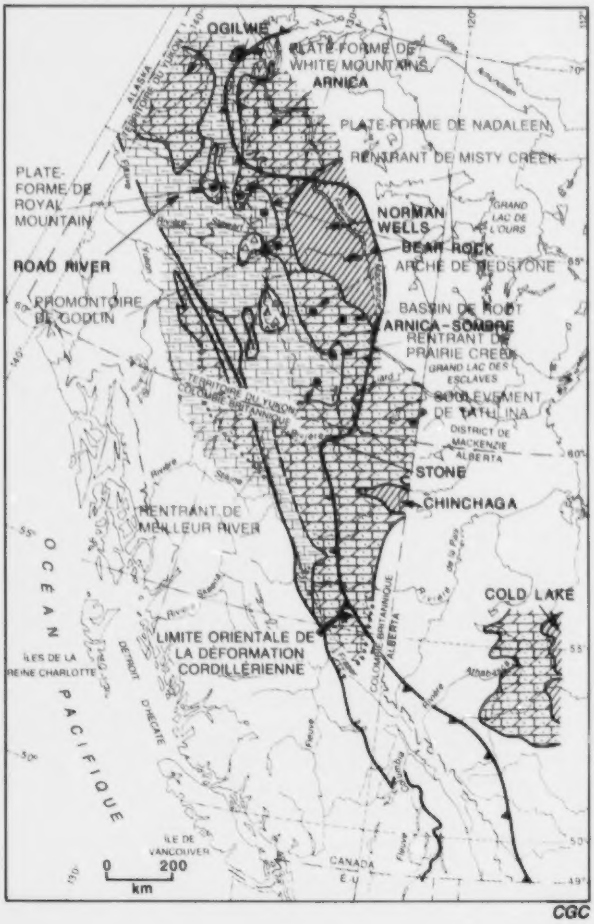
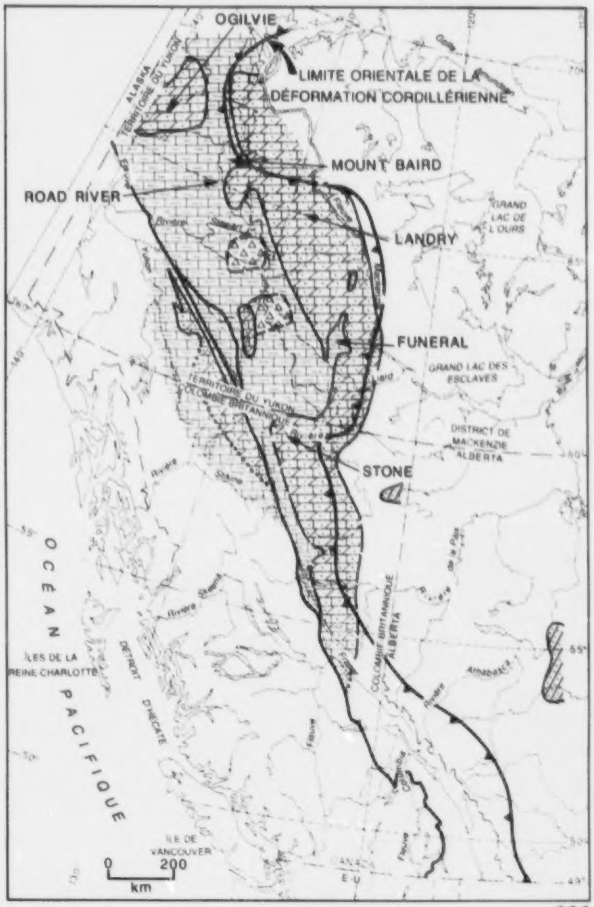


Figure 7-44. Distribution des faciès au Gédinnien et au Siegénien. La légende accompagne la figure 7-43.



CGC

Figure 7-45. Distribution des faciès sédimentaires à l'Emsien. La légende accompagne la figure 7-43.



CGC

Figure 7-46. Distribution des faciès à l'Eifélien précoce. La légende accompagne la figure 7-43.

wackestone à bioclastes (les crinoïdes, les coraux solitaires et les coraux coloniaux ramifiés, les amphiporidés et les petits stromatoporoïdés lamellaires et hémisphéroïdaux prédominent), et contenant de petites intercalations de calcaires dolomitiques intertidaux finement stratifiés ou laminés, montrant une fabrique à fenestrae. Comme les carbonates de l'Emsien trouvés plus au sud, la Formation d'Ogilvie n'est pas caractérisée par un faciès organique bien développé de l'accore, mais contrairement aux accores des plates-formes méridionales, l'accore de la plate-forme continentale d'Ogilvie a été relativement mobile durant la sédimentation (Dubord et al., 1986). La stabilité de longue durée de l'accore de la plate-forme de Mackenzie de l'Emsien, implique un certain degré de contrôle tectonique sur sa position, bien différent de celui qui a peut-être influencé la position de l'accore de la plate-forme de Porcupine.

Le shale gris sombre calcareux et le calcaire d'eau profonde de la Formation de Road River, ainsi que le shale siliceux sombre du Groupe d'Earn, se sont déposés dans le bassin de Selwyn et dans la cuvette de Richardson, à la fois à l'Emsien et à l'Eifélien précoce (Norris, 1985; Gordey et al., 1982). Les strates de l'Emsien du bassin de Selwyn et de ses rentrants adjacents dans la plate-forme de Mackenzie n'ont que quelques centaines de mètres d'épaisseur, beaucoup moins que les strates équivalentes situées sur les plates-formes continentales (Gordey et al., 1982; Morrow, 1984).

La régression régionale qui a marqué la sédimentation à l'Eifélien précoce coïncidait, un peu paradoxalement, avec une expansion de la région de sédimentation profonde sur des parties des plates-formes carbonatées adjacentes (fig. 7-46). Un shale dolomitique, légèrement pyriteux et non fossilifère, en plaquettes, de couleur chamois, appartenant à la Formation de Funeral, et pouvant atteindre 500 m d'épaisseur, s'est accumulé dans le bassin de Root et sur la plate-forme de Mackenzie à l'ouest de l'arche de Redstone. Plus au nord, un shale semblable de la Formation de Mount Baird, de plus de 300 m d'épaisseur, s'est déposé dans un petit rentrant non dénommé de la bordure de la plate-forme à la jonction des plates-formes de Mackenzie et de Peel (fig. 7-46). A cette époque, la plate-forme de

Royal Mountain, vaste banc carbonaté situé au large, était recouverte par des dépôts de bassin.

À travers les parties occidentales des plates-formes de Mackenzie et de Peel, se sont accumulés jusqu'à 500 m de wackestone et packstone calcaires, à pellets, peu fossilifères, contenant des ostracodes et appartenant à la Formation de Landry (Braun, 1978; Chatterton, 1978). Plus au sud, sur la plate-forme de MacDonald, une bande de calcaires à crinoïdes près de la bordure de la plate-forme, provisoirement attribués à la Formation de Dunedin, s'est peut-être constituée durant l'intervalle de l'Emsien tardif à l'Eifélien précoce (voir Morrow, 1978; Chatterton, 1978). Plus à l'est, la Formation de Dunedin repose en discordance sur la Formation de Stone, au-dessus du prolongement vers l'ouest de la discordance sous-jacente à la Formation de Ebbutt ou de la discordance contenue à l'intérieur de la Formation de Chinchaga (Taylor et Mackenzie, 1970). La régression que laisse supposer cette discordance étendue a marqué la fin de l'accumulation de la séquence de Bear Rock-Stone.

Dans le sud du bassin de Selwyn (bassin de Kechika), à l'est du sillon des Rocheuses du Nord, des bandes de direction générale nord-ouest, composées de carbonates récifaux de l'Emsien-Eifélien, d'une épaisseur maximale de 200 m, sont séparées par de minces successions de chert, d'argilite, de shale noir carbonaté et d'un peu de calcaire. La disposition des turbidites quartzeuses et calcareuses et des coulées de débris calcaires indique que les calcaires se sont déposés sur les bords de blocs faillés inclinés vers l'ouest (MacIntyre, 1981).

Séquence de Hume-Dunedin (Eifélien tardif-Givétien précoce)

La séquence de Hume-Dunedin (tableau 7-1) s'est déposée durant une vaste transgression régionale qui a couvert une région beaucoup plus grande que les transgressions antérieures du Dévonien précoce (fig. 7-47; Moore, sous presse). Le bassin d'Elk Point et le rentrant de Golden (fig. 7-40) se sont tous deux établis à cette époque. Plus au nord, le dépôt de cette séquence a marqué la fin de la sédimentation carbonatée sur les plates-formes de Peel, de Mackenzie et de Porcupine, et le début de la sédimentation silicoclastique d'eau plus profonde (fig. 7-48). Cet événement a été suivi de la transgression encore plus étendue qui a accompagné la formation du biseau d'aggradation de Taghanic, et a permis l'accumulation de la séquence de Fairholme (Assemblage de Rundle) (voir chapitre 8).

La séquence de Hume-Dunedin est le plus mince des trois assemblages antérieurs à la trangression de Taghanic du nord de la Cordillère. Typiquement, elle atteint environ 200 m d'épaisseur au nord de 60°N. Dans la partie nord-est de la Colombie-Britannique, dans le Complexe de Presqu'île du Groupe d'Elk Point, elle atteint 400 m d'épaisseur (Griffin, 1967; Morrow, 1973), mais s'amincit vers le sud en un biseau très mince, où elle recouvre en avancée la crête d'Alberta Ouest (fig. 7-40).

Contrairement aux séquences sous-jacentes du Dévonien inférieur qui se sont développées plus complètement sur les plates-formes de Mackenzie et de Peel, la séquence de Hume-Dunedin est plus complète dans le bassin d'Elk Point, où elle occupe l'intervalle entre la discordance du milieu de la Formation de Chinchaga (c.-à-d. la lacune stratigraphique d'Ebbutt - voir Moore, sous presse) et la discordance sous-jacente à la Formation de White Mountain (Torrie, 1973; Williams, 1984). Le dépôt du shale vert d'aspect cireux et du mince grès, de milieu fluvial et deltaïque, de la Formation de Watt Mountain à travers le bassin d'Elk Point, a marqué une période d'émersion de grande étendue, après laquelle les modes de sédimentation ont été profondément altérés par la transgression associée à la formation du biseau d'aggradation de Taghanic au Givétien moyen, soit à une époque ultérieure au niveau intermédiaire de l'intervalle de présence de *varcus* (fig. 7-42; Johnson, 1970; Johnson et al., 1985).

La partie inférieure de la séquence sur les plates-formes de Mackenzie et de Peel se caractérise par la moindre résistance des lithologies de la base des formations de Hume et Headless, et de la base de la Formation de Dunedin sur la majeure partie de la plate-forme de MacDonald. Dans les régions de la plate-forme continentale septentrionale, les strates corrélatives du hiatus de Watt Mountain (c.-à-d. contemporaines de l'intervalle de présence de *varcus*) sont cependant contenues dans les séquences de shale, en grande partie non datées, des formations de Horn River et de Hare Indian. Dans la partie orientale de la Cordillère septentrionale, la base de la zone à conodontes du type *disparilis* coïncide approximativement avec la base de la construction calcaire récifale représentée par le calcaire à stromatoporoïdés et coraux de la Formation de Ramparts (Braun, 1977; Muir et Dixon, 1984; Lenz et Pedder, 1972), qui constitue le réservoir du champ pétrolifère de Norman Wells. Ainsi, la limite entre la séquence de Hume-Dunedin et la séquence sus-jacente de Fairholme, du Dévonien supérieur, coïncide probablement avec le contact entre les formations de Hare Indian et de Ramparts (voir aussi Moore, sous presse).

À l'Eifélien moyen et tardif, les mers épicontinentales ont gagné le rentrant de Golden (fig. 7-40, 7-47). Environ 200 m d'une succession subtidale à supratidale de dolomie, de grès dolomitique et de gypse laminé, de couleur jaunâtre à rougeâtre en surface altérée, formant de minces couches faiblement fossilifères, et appartenant aux formations de Cedared et de Burnais, reposent en discordance sur la Formation de Beaverfoot du Silurien à l'extrémité méridionale du rentrant (Norford, 1981). La succession a été datée de l'Eifélien de façon imprécise, en fonction des flores de charophytes (algues vertes), mais il est possible qu'en tout ou en partie, cette succession appartienne à la séquence sous-jacente de Bear Rock-Stone (voir Moore, sous presse). La sédimentation survenue à l'Eifélien à l'intérieur du rentrant de Golden s'est terminée par l'accumulation d'épaisses couches de calcaire et de dolomie argileux, de milieu marin plus ouvert, et appartenant à la Formation de Harrogate (130 m d'épaisseur) qui contient en abondance des coraux, brachiopodes, crinoïdes et trilobites (fig. 7-48). Ces strates passent vers l'ouest au mudstone gréseux, calcaire et dolomitique, relativement peu fossilifère, de la Formation de Mount Forster qui atteint 430 m d'épaisseur et borde le côté ouest du rentrant. La coloration brun jaunâtre et brun rougeâtre et le caractère progressivement plus grossier vers l'ouest de la granulométrie de certains des sédiments de Mount Forster, suggèrent une origine continentale, et ceci concorde avec la position paléogéographique de la formation, qui bordait la masse continentale émergente de Purcell plus à l'ouest (Norford, 1981).

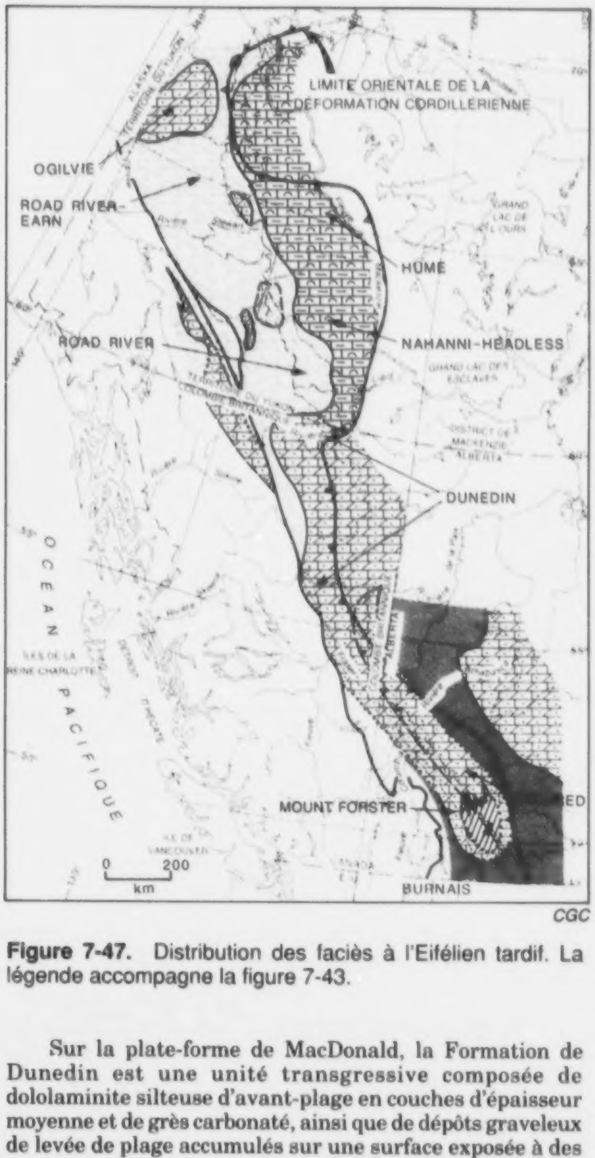


Figure 7-47. Distribution des faciès à l'Eifélien tardif. La légende accompagne la figure 7-43.

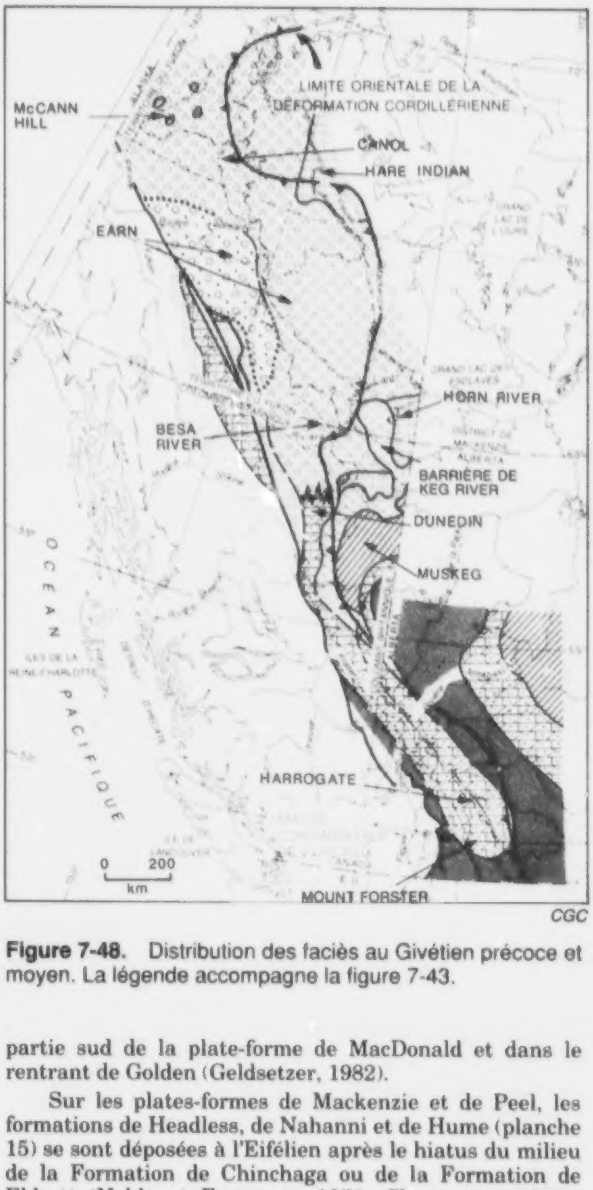


Figure 7-48. Distribution des faciès au Givétien précoce et moyen. La légende accompagne la figure 7-43.

Sur la plate-forme de MacDonald, la Formation de Dunedin est une unité transgressive composée de dololaminite silteuse d'avant-plage en couches d'épaisseur moyenne et de grès carbonaté, ainsi que de dépôts graveleux de levée de plage accumulés sur une surface exposée à des conditions subaériennes et reposant sur la Formation de Stone (Morrow, 1978). Ces strates sont surmontées par d'épaisses couches plus résistantes de calcaire fossilifère, présentant en surface altérée une couleur gris bleuâtre, déposé en milieu marin à circulation libre, et contenant des faunes de brachiopodes qui indiquent que le sommet de la formation remonte à l'Eifélien moyen (Zone à *Eoschucertella*) près de la bordure nord-ouest de la plate-forme, mais date seulement du Givétien tardif près de la barrière de Keg River au sud-est (fig. 7-48; Taylor et Mackenzie, 1970; Geldsetzer, 1982). L'influence de la masse continentale de Purcell à l'Eifélien tardif et au Givétien initial est peut-être reflétée par les indicateurs des paléocourants, ces derniers de direction est, dans les grès et les siltstones quartzeux qui abondent dans les 50 à 100 m inférieurs de la Formation de Dunedin, dans la partie sud de la plate-forme de MacDonald et dans le rentrant de Golden (Geldsetzer, 1982).

Sur les plates-formes de Mackenzie et de Peel, les formations de Headless, de Nahanni et de Hume (planche 15) se sont déposées à l'Eifélien après le hiatus du milieu de la Formation de Chinchaga ou de la Formation de Ebbutt (Noble et Ferguson, 1971; Chatterton, 1978). Contrairement à la Formation de Dunedin dans laquelle la séquence verticale représente une progression ascendante de milieux sédimentaires marins progressivement plus profonds, la Formation de Hume et son équivalent méridional, la succession de Headless-Nahanni, témoignent d'une séquence de roches carbonatées de plate-forme et de talus continentaux, progressivement moins profonde, progradante et régressive, qui s'est édifiée vers l'ouest sur des calcaires argileux et fossilifères et des shales calcareux, de milieu subtidal et de moindre résistance, des formations de Landry et de Funeral (Williams, 1984). Par conséquent, le wackestone calcaire subtidal argileux, présentant une couleur brun verdâtre et jaunâtre en surface altérée, riche en brachiopodes (p. ex. *Eoschuchertella adoceta*),

appartenant à la Formation de Headless et à la partie inférieure de la Formation de Hume, s'épaissit vers l'ouest aux dépens d'un wackestone et d'un packstone à coraux (p. ex. *Hexagonaria*, *Favosites*) relativement purs, massifs ou en couches épaisses, résistants, présentant une couleur gris bleuâtre en surface altérée, et appartenant à la Formation de Nahanni et à la partie supérieure de la Formation de Hume (Noble et Ferguson, 1971); le carbonate supérieur disparaît complètement sur la bordure occidentale de la plate-forme de Mackenzie (fig. 7-47). À l'extrémité sud de la plate-forme de Mackenzie, les strates du Dévonien moyen attribuées à la Formation de Nahanni constituent les réservoirs des champs gazéifères de Beaver River, Pointed Mountain et Kotaneelee. Sur la plate-forme de Porcupine, la sédimentation de l'Eifélien a essentiellement été la continuation de celle qui avait eu lieu pendant l'Emsien (Formation d'Ogilvie), excepté que la superficie de la plate-forme de Porcupine a progressivement diminué suite au recul vers l'est de la bordure de la plate-forme (Dubord et al., 1986).

Le Givétien précoce a marqué l'étape finale de l'évolution du bassin d'Elk Point derrière la barrière de Presqu'île ou de Keg River (fig. 7-48; Moore, sous presse; Bebout et Maiklem, 1973). La limite occidentale de la barrière de Keg River est bien visible dans la partie nord-est de la Colombie-Britannique au mont Bertha près de la rivière Sikanni Chief. À cet endroit, le faciès de barrière de Keg River (faciès de «Dunedin» selon Taylor et Mackenzie, 1970) a presque 300 m d'épaisseur; immédiatement à l'ouest, il n'a que 100 m d'épaisseur. Au mont Bertha, le faciès de barrière de Keg River se divise en deux parties presque égales: une séquence inférieure de dolomie gris sombre, en couches minces à moyennes, contenant des crinoïdes et des amphiporidés, et une partie «récifale» supérieure, plus résistante, composée de couches épaisses de calcaire et de dolomie gris clair, à stromatoporoïdés et coraux.

La présence de strates givétiennes dans le rentrant de Golden est douteuse (Norford, 1981), même si une dolomie intertidale, laminée et en plaquettes, de couleur jaune vif et une dolomie détritique contenant des restes de végétaux et constituant des dépôts de chenal, dolomies qui appartiennent toutes deux à la Formation de Yahatinda (Aitken, 1966 a), constituent peut-être un faciès de ligne de rivage qui se serait formé sur la crête d'Alberta Ouest au Givétien.

Sur la plate-forme de MacDonald, le calcaire à crinoïdes de la Formation de Dunedin passe progressivement au shale basal sombre, silicifié, de couleur rouille, de la Formation de Besa River (Taylor et Mackenzie, 1970; fig. 7-47). Pelzer (1966) a suggéré qu'une mince portion (30 m) de la base de la Formation de Besa River, surmontant la majeure partie de la Formation de Dunedin, est équivalente à environ 210 m de shale du Givétien (Membre d'Otter Park de la Formation de Horn River; Griffin, 1967) et de calcaire argileux situés à l'avant de la barrière de Keg River. Le shale calcareux gris de la Formation de Horn River (200 m d'épaisseur) et ses équivalents ont formé une rampe inclinée vers la mer, composée des strates de séquences progradantes qui bordaient toute la barrière de Keg River au Givétien (Williams, 1983; fig. 7-48). Près de cette barrière, le shale renferme de grands pinacles pétrolifères et gazéifères (p. ex. Récif d'Evie). La Formation de Horn River s'amincit rapidement au nord-ouest, et sur la majeure partie de la plate-forme de Mackenzie, ne se laisse pas distinguer des shales radioactifs basaux de la Formation de Fort Simpson (Dévonien supérieur).

Plus au nord, sur la plate-forme de Peel, la situation est analogue; en effet, le shale peu résistant, de couleur gris verdâtre, de séquence progradante ou déposé sur le talus, et le calcaire argileux fossilifère de la Formation de Hare Indian située dans la région de Norman Wells, s'amincissent vers l'ouest et passent de 400 m à moins de 20 m près de la rivière Snake, où les strates équivalentes appartiennent au Membre de Bluefish. Les strates de ce membre basal sont de couleur brun sombre, radioactives, sporifères et contiennent une faune pélagique de tentaculitidés et de styliolinidés. Plus à l'ouest, la Formation de Hare Indian fusionne avec une partie du shale noir, siliceux, de couleur rouille en surface altérée, de la Formation de Canol (Pugh, 1983; Williams, 1983). Selon Norris (1985), la Formation de Hare Indian serait tronquée à l'ouest par une discordance située à la base de la Formation de Canol. Sur la plate-forme de Porcupine, la sédimentation au Givétien de carbonates d'eau peu profonde (Formation d'Ogilvie) s'est limitée à quelques îlots résiduels comme celui du mont Burgess (Norris, 1985). On ne peut préciser si ces sites de sédimentation d'eau peu profonde étaient entourés de sédiments composés du shale siliceux du chert de McCann Hill ou de la Formation de Canol (ou de l'unité non dénommée de shale, telle que décrite par Norris, 1985) (fig. 7-48), ou par un faciès de calcaire de talus ou de milieu marin profond, non daté, situé au sommet de la Formation d'Ogilvie (Dubord et al., 1986; fig. 7-49).

Au Givétien précoce, les plates-formes de Mackenzie, de Peel et de MacDonald sont devenues des sites de sédimentation en eau plus profonde d'un shale condensé, bordés par des sédiments de séquence progradante ou de talus sur les côtés sud-est (barrière de Keg River) et nord-est (région de Norman Wells). À cette époque, le centre ouest du bassin de Selwyn a peut-être été une région occupée par des soulèvement irréguliers et limités par des failles (Gordey, 1978; Gordey et al., 1982). En l'absence de données biostratigraphiques précises sur les dépôts silicoclastiques grossiers et à cailloux cherteux de la partie inférieure du Groupe d'Earn, dans le bassin de Selwyn, on suppose que le soulèvement initial qui a exposé à l'érosion les strates sous-jacentes, cherteuses et gréseuses du Paléozoïque inférieur, a probablement eu lieu après l'Eifélien et avant le Frasnien précoce (Gordey et al., 1982). Le Givétien précoce a été marqué par le passage d'une sédimentation carbonatée à une sédimentation silicoclastique dans toute la Cordillère septentrionale.

Terranes de la Cordillère

Les affleurements les plus visibles des strates du Dévonien inférieur et moyen se trouvent dans les terranes de Cassiar et d'Alexander, mais n'ont été que localement identifiés dans la Stikinie et la Quesnellie et dans le terrane de Kootenay. Ces strates existent aussi peut-être dans les unités métamorphiques du terrane de Nisling.

Terranes déplacés de l'Amérique du Nord: le terrane de Cassiar

Dans la chaîne Cassiar, une séquence qui date probablement du Dévonien précoce comprend entre 100 et 200 m de dolomie laminée, bien stratifiée, grise, accompagnée d'une

unité inférieure de grès, de dolomie gréseuse et de grès dolomitique à stratification oblique et à rides de plage (Assemblage de Rocky Mountains; Gabrielse, 1963). Ces roches reposent en discordance sur un siltstone à graptolites du Silurien moyen. Elles sont recouvertes en discordance par plus de 100 m de calcaire et dolomie gris sombre, d'odeur fétide, appartenant au Groupe de McDame, et contenant *Stringocephalus* sp. Localement, un conglomérat à cailloux ou galets cherteux, de moins d'un mètre d'épaisseur, constitue l'unité basale. Le carbonate fétide est surmonté par un calcaire gris clair, bien stratifié ou massif, pouvant atteindre 100 m d'épaisseur, et date partiellement ou peut-être même entièrement du Frasnien (Assemblage de Rundle). Localement, une surface karstique marque le sommet de la succession carbonatée. Même s'ils sont légèrement plus minces, les carbonates du Dévonien de la chaîne Cassiar sont analogues, du point de vue de leur lithologie et de leur succession, à ceux des Rocheuses du Nord.

Dans les monts Pelly, la succession carbonatée du Dévonien inférieur et moyen, le Groupe d'Askin, est semblable à celle de la chaîne Cassiar, mais au moins une partie du groupe, du côté nord-est de la plate-forme de Cassiar, passe visiblement à une dolomie contenant des interstrates de calcaire argileux finement stratifié. Du côté ouest de la plate-forme de Cassiar, les carbonates passent brusquement à une unité de shale gris sombre, siltstone, grès fin et calcarénite.

Une brèche dolomitique à matrice gréseuse et calcareuse datant du Dévonien précoce constitue une partie de la Formation de Black Stuart (Assemblage de Rocky Mountains) dans le sous-terrane de Cariboo. L'unité a environ 30 à 40 m d'épaisseur, et elle est associée à un shale noir et à un grès argileux et calcareux. Par endroits, le sommet de l'unité est représenté par une surface karstique. Les lithologies suggèrent un milieu sédimentaire semblable à celui existant le long de la marge orientale du bassin de Selwyn et du bassin de Kechika et du côté ouest de la plate-forme de Cassiar.

Terrane de Kootenay

Les datations radiométriques indiquent que le tuf felsique et les plutons granitiques du terrane de Kootenay datent du Dévonien précoce (Okulitch, 1985; R.L.Armstrong, communication personnelle, 1985). Les tufs sont inclus dans la Formation d'Eagle Bay qui contient des strates du Cambrien au Mississippien (Schiarizza et Preto, 1984).

Terranes accrétés

Un calcaire argileux gris sombre, une argilite et une phyllade siliceuses et des volcanites felsiques datant du Dévonien précoce (Praguien) existent dans la Stikinie près de la rivière Iskut (Assemblage d'Anarchist). Ces roches ont moins de 200 m d'épaisseur, sont en contact de faille avec des strates du Pennsylvanien et du Permien d'un côté, et recoupées par un pluton granitique de l'autre (P.R. Read, communication personnelle, 1983).

Des roches clastiques fines, datées de façon imprécise, et des séquences localement calcareuses, telles que la Formation de Nasina dans les roches métamorphiques du

Figure 7-49. Distribution des faciès à l'intérieur de la Formation d'Ogilvie.

Yukon et le Groupe de Harper Ranch dans la Quesnellie au nord-est de Kamloops, peuvent contenir des strates du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen.

Dans le terrane d'Alexander du massif St. Elias, les roches intensément déformées d'âge dévonien (assemblages de Kaskawulsh et de Cedar Cove) sont fréquentes. Les roches les plus visibles sont des unités discontinues de calcaire, de dolomie et de marbre, bien stratifiées ou massives, peut-être partiellement récifales, pouvant atteindre 300 m d'épaisseur. Elles sont interstratifiées avec une argilite calcareuse, phylliteuse, un siltstone, et un calcaire argileux finement stratifié. Des faunes de la fin du Dévonien précoce et du Dévonien moyen ont été identifiées, mais les corrélations avec des roches plus anciennes et plus récentes sont inconnues. Localement, la présence de grauwacke, de grès et de conglomérat à clastes de calcaire, de quartz, de chert et d'ardoise, non datés, est associée à celle des carbonates.

Aucune preuve directe d'activité tectonique au Silurien tardif, à laquelle serait associée la formation du prisme de roches clastiques du Dévonien inférieur, étudié dans la partie méridionale du terrane d'Alexander en Alaska, n'a été trouvée dans la région du massif St. Elias.

Les roches métamorphiques du nord du Domaine côtier représentent les protolites siliceux, argileux et calcareux, de granulométrie fine, qui pourraient partiellement dater du Dévonien.

La partie inférieure du Groupe de Sicker (Assemblage de Sicker) dans l'île de Vancouver, comprend un assemblage de volcanites marines calco-alcalines d'arc insulaire, surmontées par un calcaire bioclastique, un chert et des roches clastiques fines du Carbonifère et du Permien inférieur. La séquence volcanique comprend deux épaisses unités, l'unité inférieure composée de plus de 3 000 m d'agglomérat et tuf contenant de l'augite, et appartenant à la Formation de Nitinat (Muller, 1980), et une succession supérieure principalement épiclastique, de plus de 1 000 m d'épaisseur, composée de grès volcanique, de conglomérat, localement de laves en coussins, et de pyroclastites felsiques attribuées à la Formation de McLaughlin Ridge (peut-être corrélative de la Formation de Myra telle que définie par Muller, 1980; Yorath et Sutherland Brown, communication personnelle, 1985). L'empilement pyroclastique a une texture hétérogène, une composition moyennement uniforme, et présente une déformation variable; lorsqu'elle est discernable, la stratification est lenticulaire. Cet empilement est dominé par un agglomérat pyroclastique, porphyrique, à augite et plagioclase, initialement scoriacé, et par le tuf équivalent de composition basaltique et andésitique. Dans de nombreuses localités, ces roches se présentent sous forme de schiste à chlorite et à épidote. La succession épiclastique qui surmonte l'agglomérat et qui est interdigitée avec celui-ci est caractérisée par un grès volcanique vert, massif ou bien stratifié, passant vers le haut à une roche de granulométrie plus grossière, qui est un conglomérat volcanique polymicte. Localement, apparaissent des interstrates d'argilite, de tuf cherteux, de laves en coussins et de rhyolite et dacite pyroclastiques de couleur vert pâle. Par endroits, l'agglomérat porphyrique à augite est traversé par des intrusions de porphyre quartzique et de granodiorite du Dévonien tardif, appelées «intrusions de Saltspring» (Muller, 1980, 1983; Brandon et al., 1986). L'âge, évalué par datation radiométrique U/Pb sur des zircons du porphyre quartzique, se situe entre 362 Ma et 364 Ma (R.R. Parrish, communication personnelle, 1987).

RÉFÉRENCES

Abbott, J.G.
1977: Structure and stratigraphy of the Mt. Hundere area, southeastern Yukon; Masters thesis, Queen's University, 105 p.
1981a: A new geological map of Mount Hundere and the area north; in Yukon Geology and Exploration 1979-1980; Department of Indian and Northern Affairs, Whitehorse, Yukon.
1981b: Geology of Seagull Tin district; in Yukon Geology and Exploration 1979-1980; Department of Indian and Northern Affairs, Whitehorse, Yukon.

Aitken, J.D.
1966a: Sub-Fairholme Devonian rocks of the eastern Front Ranges, southern Rocky Mountains, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 64-33.
1966b: Middle Cambrian to Middle Ordovician cyclic sedimentation, southern Rocky Mountains of Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, no. 4, p. 405-441.
1969: Documentation of the sub-Cambrian unconformity, Rocky Mountains Main Ranges, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, no. 2, p. 193-200.
1971: Control of lower Paleozoic sedimentary facies by the Kicking Horse Rim, southern Rocky Mountains, Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, no. 3, p. 557-569.
1989: Uppermost Proterozoic formations in central Mackenzie Mountains, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 368, 26 p.

Aitken, J.D. and Greggs, R.G.
1967: Upper Cambrian formations, southern Rocky Mountains of Alberta, an interim report; Geological Survey of Canada, Paper 66-49, 91 p.

Aitken, J.D. and Norford, B.S.
1967: Lower Ordovician Survey Peak and Outram Formations, Southern Rocky Mountains of Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 15, p. 150-207.

Aitken, J.D. and Pugh, D.C.
1984: The Fort Norman and Leith Ridge structures: major, buried Precambrian features underlying Franklin Mountains and Great Bear and Mackenzie Plains; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 139-146.

Aitken, J.D., Cook, D.G., and Yorath, C.J.
1982: Upper Ramparts River and Sans Sault Rapids (106H) map areas, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 388.

Aitken, J.D., Macqueen, R.W., and Usher, J.L.
1973: Reconnaissance studies of Proterozoic and Cambrian stratigraphy, lower Mackenzie River area (Operation Norman), District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 73-9, 178 p.

Allison, C.W., Young, G.M., Yeo, G.M., and Delaney, G.D.
1981: Glacigenic rocks of the Upper Tindir Group, east-central Alaska; in Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, Hambrey, M.J. and Harland, W.B. (ed.), Cambridge University Press, p. 720-723

Armstrong, R.L.
1979: Sr isotopes in igneous rocks of the Canadian Cordillera and the extent of Precambrian rocks; in Evolution of the cratonic margin and related mineral deposits; Geological Association of Canada, Cordilleran Section, Programme and Abstracts, p. 7.

Balkwill, H.R.
1969: Structural analysis of the Western Ranges, Rocky Mountains, near Golden, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Texas, 166 p.

Bally, A.W., Cook, T.D., Buffler, R.T., Clark, D.K., Framer, R.E., and Milner, S.
1975: Stratigraphic Atlas of North and Central America; Shell Oil Company, Exploration Department, Houston, Texas.

Barnes, C.R., Norford, B.S., and Skevington, D.
1981: The Ordovician system in Canada; International Union of Geological Sciences, Publication no. 8, 27 p.

Bassett, H.C. and Stout, J.G.
1966: Devonian of western Canada; in International Symposium on the Devonian System, v. 1, D.H. Oswald (ed.); Alberta Society of Petroleum Geologists, p. 717-752.

Bebout, D.G. and Maiklem, W.R.
1973: Ancient anhydrite facies and environments, Middle Devonian Elk Point Basin, Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 287-343.

Belyea, H.R.
1970: Significance of an unconformity within the Chinchaga Formation, northern Alberta and northeastern British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 70-1A, p. 76-79.

Benvenuto, G.L. and Price, R.A.
1979: Structural evolution of the Hosmer thrust sheet, southeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27, no. 3, p. 360-394.

Berry, W.B.N. and Norford, B.S.
1976: Early Late Cambrian dendroid graptolites from the northern Yukon; Geological Survey of Canada, Bulletin 256, p. 1-12.

Best, R.V.
1952: Two new species of *Olenellus* from British Columbia; Transactions of the Royal Society of Canada; v. 46, ser. 3, p. 13-22.

Blusson, S.L.
1968: Geology and tungsten deposits near the headwaters of Flat River, Yukon Territory and southwestern District of Mackenzie, Canada; Geological Survey of Canada, Paper 67-22, 77 p.
1971: Sekwi Mountain map-area, Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 71-22, 17 p.
1976: Selwyn Basin, Yukon and District of Mackenzie; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 131-132.

Bond, G.C. and Kominz, M.A.
1984: Construction of tectonic subsidence curves for the early Paleozoic miogeosyncline, southern Canadian Rocky Mountains: Implications for subsidence mechanisms, age of breakup and crustal thinning; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 155-173.

Brabb, E.E.
1967: Stratigraphy of the Cambrian and Ordovician rocks of east-central Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 559-A, 30 p.

Brandon, M.T., Orchard, M.J., Parrish, R.R., Sutherland Brown, A., and Yorath, C.J.
1986: Fossil ages and isotopic dates from the Paleozoic Sicker Group and associated intrusive rocks, Vancouver Island, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 683-696.

Braun, W.K.
1977: Usefulness of ostracodes in correlating Middle and Upper Devonian rock sequences in Western Canada; in Western North American, Devonian, M.A. Murphy et al. (ed.), University of California, Riverside Campus Museum Contribution, v. 4, p. 65-79.
1978: Devonian ostracodes and biostratigraphy of western Canada; in Western and Arctic Canadian biostratigraphy, C.R. Stelck and B.D.E. Chatterton (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 18, p. 259-288.

Brock, J.S.
1975: Mining: Yukon's first industry, review of current exploration activity; Western Miner, v. 48, no. 2, p. 63-66.
1976: Recent developments in the Selwyn-Mackenzie zinc-lead province, Yukon and Northwest Territories; Western Miner, March, p. 9-16.

Burling, L.D.
1923: Cambro-Ordovician section near Mount Robson, British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 34, p. 721-748.
1928: in Pre-Devonian Paleozoic Formations of the Cordilleran Provinces of Canada, C.D. Walcott (ed.), Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 75, no. 5, p. 367.
1955: Annotated index to the Cambro-Ordovician of the Jasper Park and Mount Robson region; Alberta Society of Petroleum Geologists, 5th Annual Field Conference Guidebook, no. 15, p. 15-51.

Campbell, R.B. and Dodds, C.J.
1979: Operation Saint Elias, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 17-20.

Campbell, R.B., Mountjoy, E.W., and Young, F.G.
1973: Geology of McBride map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 72-35, 104 p.

Cecile, M.P.
1982: The Lower Paleozoic Misty Creek Embayment, Selwyn Basin, Yukon and Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 335, 78 p.
1984: Geology of the northwest Niddery Lake map-area, Yukon; Geological Survey of Canada, Open File 1006.
1986: Lower Paleozoic embayments, troughs and arches, Northern Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, "Forum on Oil and Gas in Canada", Abstract, p. 5, 6.
1988: Corridor traverse through Barn Mountains, northernmost Yukon; in Current Research, Part D, Geological Survey of Canada, Paper 88-1D, p. 99-103.

Cecile, M.P. and Cook, D.G.
1981: Structural cross-section northern Selwyn and Mackenzie Mountains; Geological Survey of Canada, Open File 807.

Cecile, M.P., Cook, D.G., and Snowdon, L.R.
1982: Plateau overthrust and its hydrocarbon potential, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 89-94.

Cecile, M.P. and Norford, B.S.
1979: Basin to platform transition, Paleozoic strata of Ware and Trutch map-areas, northeastern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 219-226.

Cecile, M.P., Hutcheon, I.E., and Gardner, D.
1982: Geology of the northern Richardson Anticlinorium (map areas 106L/12, 13, 116I/9, 16); Geological Survey of Canada, Open File 875.

Cecile, M.P., Shakur, M.A., and Krouse, H.R.
1983: The isotopic composition of western Canadian barites and the possibility of a barite isotopic composition age curve; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1528-1535.

Chalmer, W.G. and Lawson, J.D. (editors)
1985: Evolution and environment in the Late Silurian and Early Devonian; Philosophical Transactions of the Royal Society of London, B. Biological Sciences, v. 309, p. 1-342.

Chatterton, B.D.E.
1978: Conodont biostratigraphy of western and northwestern Canada; in Western and Arctic Canadian Biostratigraphy, C.R. Stelck and B.D.E. Chatterton (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 18, p. 161-232.

Chatterton, B.D.E. and Perry, D.
1983: Silicified Silurian odontopleurid trilobites from the Mackenzie Mountains; Palaeontographica Canadiana, no. 1; Canadian Society of Petroleum Geologists-Geological Association of Canada, 127 p.

Churkin, M. Jr.
1975: Basement rocks of Barrow Arch, Alaska and circum-Arctic Paleozoic mobile belt; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 59, p. 451-456.

Cook, D.G.
1970: A Cambrian facies change and its effect on structure, Mount Stephen-Mount Dennis area, Alberta-British Columbia; Geological Association of Canada, Special Paper 6, p. 27-39.
1975: Structural style influenced by lithofacies, Rocky Mountain Main Ranges, Alberta-British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 233, 73 p.

Cook, D.G. and Aitken, J.D.
1978: Twitya uplift: A pre-Delorme phase of the Mackenzie Arch; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 383-388.

Daily, B. and Jago, J.B.
1975: The triobite *Lejopyge* Hawle and Corda and the middle-upper Cambrian boundary; Palaeontological Association, v. 18, pt. 3, p. 527-550.

Dawson, K.M.
1978: Map of mineral deposits and principle occurrences in the Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Open File 573.

Dean, W.T.
1978: Preliminary account of the trilobite biostratigraphy of the Survey Peak and Outram formations (Late Cambrian, Early Ordovician) at Wilcox Pass, southern Canadian Rocky Mountains, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 75-34, 10 p.

Deiss, C.
1939: Cambrian formations of southwestern Alberta and southeastern British Columbia; Bulletin of the Geological Society of America, v. 50, p. 951-1026.
1940: Lower and Middle Cambrian stratigraphy of southwestern Alberta and southeastern British Columbia; Bulletin of the Geological Society of America, v. 51, p. 731-794.
1941: Cambrian geography and sedimentation in the central Cordilleran region; Bulletin of the Geological Society of America, v. 52, p. 1085-1115.

Derby, J.R., Lane, H.R., and Norford, B.S.
1972: Uppermost Cambrian-basal Ordovician faunal succession in Alberta and correlation with similar sequences in the western United States; 24th International Geological Congress, Section 7, Paleontology, p. 503-512.

Devlin, W.J.
1984: Syn-depositional tectonism related to continental break-up in the Hamill Group, Northern Selkirk Mountains, British Columbia; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 9, p. 57.

Dings, M.G. and Whitebread, D.H.
1965: Geology and ore deposits of the Metaline zinc-lead District, Pend Oreille County, Washington; United States Geological Survey, Professional Paper 489, 109 p.

Douglas, R.J.W., Gabrielse, H., Wheeler, J.O., Stott, D.F., and Belyea, H.R.
1970: Geology of Western Canada; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.), Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 1, 5th edition, p. 367-546.

Dubord, M.P., Morrow, D.W., and Macqueen, R.W.
1986: A shelf-to-basin transition of the Devonian Ogilvie Formation, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 603-608.

Dutro, J.T., Jr., Brosge, W.P., and Reiser, H.N.
1972: Significance of recently discovered Cambrian fossils and reinterpretation of Neruokpuk Formation, northeastern Alaska; The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 56, p. 808-815.

Energy, Mines and Resources Canada
1985: Canadian mineral deposits not being mined in 1983; Mineral Bulletin MR198, 308 p.

Ettensohn, F.R. and Barron, L.S.
1981: Depositional model for the Devonian-Mississippian black shale sequence of North America; a tectono-climatic approach; United States Department of Energy DOE/METC/12040-2.

Evans, C.S.
1933: Brisco-Dogtooth map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Summary Report, 1932, Part A/11, p. 106-176.

Fritz, W.H.
1971: Geological setting of the Burgess Shale; Proceedings of the North American Paleontological Convention, September, 1969, Part 1, p. 1155-1170.
1972: Lower Cambrian trilobites from the Sekwi Formation type section, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 212, 90 p.
1974: Cambrian biostratigraphy, northern Yukon Territory and adjacent areas; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1, Part A, p. 309-313.
1975: Broad correlations of some Lower and Middle Cambrian strata in the North American Cordillera; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1, Part A, p. 533-540.
1976: Ten stratigraphic sections from the Lower Cambrian Sekwi Formation, Mackenzie Mountains, Northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 76-22, 42 p.
1978a: Fifteen stratigraphic sections from the Lower Cambrian of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 77-33, 18 p.
1978b: Upper (carbonate) part of Alan Group, Lower Cambrian, north-central British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 7-16.
1979a: Cambrian stratigraphy in the northern Rocky Mountains, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 99-109.
1979b: Eleven stratigraphic sections from the Lower Cambrian of the Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-23, 19 p.
1979c: Cambrian stratigraphic section between South Nahanni and Broken Skull rivers, southern Mackenzie Mountains; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 121-125.
1980a: Two Cambrian stratigraphic sections near Gataga River, Northern Rocky Mountains, British Columbia; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 113-119.
1980b: Two new formations in the Lower Cambrian Atan Group, Cassiar Mountains, north-central British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 217-225.
1980c: International Precambrian-Cambrian Boundary Working Group's 1979 field study to Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 41-45.
1981: Two Cambrian stratigraphic sections, eastern Nahanni map area, Mackenzie Mountains, District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 145-156.
1982: Vampire Formation, a new Upper Precambrian(?)/Lower Cambrian formation, Mackenzie Mountains, Yukon and Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 83-92.
1984: Uppermost Precambrian and Lower Cambrian strata, northern Omineca Mountains, north-central British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 245-254.
1985: The basal contact of the Road River Group - a proposal for its location in the type area and in other selected areas in northern Canadian Cordillera; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 205-215.
1990: In defense of the escarpment near the Burgess Shale fossil locality; Geoscience Canada, v. 17, no. 2, p. 106-110.

Fritz, W.H. and Crimes, T.P.
1985: Lithology, trace fossils, and correlation of Precambrian-Cambrian boundary beds, Cassiar Mountains, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 83-13, 24 p.

Fritz, W.H. and Mountjoy, E.W.
1975: Lower and early Middle Cambrian formations near Mount Robson, British Columbia and Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, no. 2, p. 119-131.

Fritz, W.H. and Norris, D.K.
1966: Lower Middle Cambrian correlations in the east-central Cordillera; Geological Survey of Canada, Paper 66-1, p. 105-110.

Fritz, W.H., Narbonne, G.M., and Gordey, S.P.
1983: Strata and trace fossils near the Precambrian- Cambrian boundary, Mackenzie, Selwyn, and Wernecke mountains, Yukon and Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 365-375.

Fyles, J.T.
1964: Geology of the Duncan Lake area, Lardeau District, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 49, 87 p.

Fyles, J.T. and Eastwood, G.E.P.
1962: Geology of the Ferguson Area, Lardeau District, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 45, 92 p.

Gabrielse, H.
1963a: McDame map-area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 319, 138 p.
1963b: Rabbit River, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 46-1962.
1967: Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 271-298.
1969: Geology of Jennings River map-area, British Columbia (104-O); Geological Survey of Canada, Paper 68-55, 37 p.
1975: Geology of Fort Grahame E-1/2 map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 75-33, 28 p.
1977: Geology of Toodoggone (NTS 94E) and Ware (NTS 94F, W-1/2) map-areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 483.
1981: Stratigraphy and structure of Road River and associated strata in Ware (west half) map-area, northern Rocky Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 201-207.
1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1-14.

Gabrielse, H., Blusson, S.L., and Roddick, J.A.
1973: Geology of Flat River, Glacier Lake and Wrigley Lake map-areas, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 366, 153 p.

Gabrielse, H. and Taylor, G.C.
1982: Geological maps and cross-sections of the northern Canadian Cordillera from southwest of Fort Nelson, British Columbia to Gravina Island, southeastern Alaska; Geological Survey of Canada, Open File 864.

Gardner, D.A.C.
1977: Structural geology and metamorphism of calcareous Lower Paleozoic slates, Blaeberry River-Redburn Creek area, near Golden, British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, 224 p.

Gehrels, G.E. and Berg, H.C.
1984: Geologic map of southeastern Alaska; United States Geological Survey, Open File Report 84-886.

Gehrels, G.E., Saleeby, J.B., and Berg, H.C.
1983: Preliminary description of the Klakas orogeny in the southern Alexander terrane, southeastern Alaska; in Pre-Jurassic Rocks in Western North American Suspect Terranes, C.H. Stephens (ed.), Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 131-141.

Geldsetzer, H.H.J.
1982: Depositional history of the Devonian succession in the Rocky Mountains southwest of the Peace River Arch; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 55-64.

Gilbert, D.L.F.
1973: Anderson, Horton, northern Great Bear and Mackenzie Plains, northwest Territories; in Future Petroleum Provinces of Canada, R.G. McCrossan (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 213-244.

Godwin, C.I. and Price, B.J.
1986: Geology of the Mountain diatreme kimberlite, north-central Mackenzie Mountains, District of Mackenzie, Northwest Territories; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 298-310.

Goodfellow, W.D., Jonasson, I.R., and Cecile, M.P.
1980a: Nahanni integrated multidisciplinary pilot project geochemical studies Part 1: Geochemistry and mineralogy of shales, cherts, carbonates and volcanic rocks from the Road River Formation, Misty Creek Embayment, Northwest Territories; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 149-161.
1980b: Nahanni integrated multidisciplinary pilot project geochemical studies Part 2: Some thoughts on the source, transportation and concentration of elements in shales of the Misty Creek Embayment, Northwest Territories; in Current Research, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 163-171.

Gordey, S.P.
1978: Stratigraphy and structure of the Summit Lake area. Yukon and Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 43-48.
1979: Stratigraphy of southeastern Selwyn Basin in the Summit Lake Area, Yukon Territory and Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 13-16.
1980: Stratigraphic cross-section Selwyn Basin to Mackenzie Platform, Nahanni map area, Yukon Territory and District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 353-355.
1981a: Stratigraphy, structure and tectonic evolution of southern Pelly Mountains in the Indigo Lake area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 318, 44 p.
1981b: Structure section areas south-central Mackenzie Mountains, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Open File 809.
1983: Thrust faults in the Anvil Range and a new look at the Anvil Range Group, south-central Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 225-227.

Gordey, S.P. and Anderson, R.G.
in press: Evolution of the northern Cordilleran Miogeosyncline, Nahanni map area, Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 428.

Gordey, S.P., Abbott, J.C., and Orchard, M.J.
1982: Devono-Mississippian (Earn Group) and younger strata in east-central Yukon; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 93-100.

Gordey, S.P., Wood, D., and Anderson, R.G.
1981: Stratigraphic framework of southeastern Selwyn Basin, Nahanni map area, Yukon and District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 395-398.

Green, L.H.
1972: Geology of Nash Creek, Larsen Creek and Dawson map areas, Yukon Territory (106D, 116A,B,C); Geological Survey of Canada, Memoir 364, 157 p.

Griffin, D.L.
1967: Devonian of northeastern British Columbia; in International Symposium on the Devonian System, Calgary, D.H. Oswald (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, v. 1, p. 803-326.

Halley, R.G.
1974: Early Middle Cambrian shelf and basin stratigraphic relations in southern Nevada and southeastern California; Geological Society of America, Abstracts with programs, v. 6, no. 3, p. 186, 187.

Handfield, R.C.
1971: Archaeocyatha from the Mackenzie and Cassiar Mountains, Northwest Territories, Yukon Territory and British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 201, 119 p.

Heckel, P.H. and Witzke, B.J.
1979: Devonian world paleogeography determined from distribution of carbonate and related lithic paleoclimatic indicators; Special Papers in Paleontology 23, p. 99-123.

Hintze, L.F.
1953: Lower Ordovician trilobites from western Utah and eastern Nevada; Utah Geological and Mineralogical Survey, Bulletin 48.

Hofmann, H.J.
1981: First record of a Late Proterozoic faunal assemblage in the North America Cordillera; Lethaia, v. 14, p. 303-310.

Hofmann, H.J. and Cecile, M.P.
1981: Occurrence of *Oldhamia* and other trace fossils in Lower Cambrian(?) argillites, Naddery Lake map area, Selwyn Mountains, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 281-290.

Hofmann, H.J., Mountjoy, E.W., and Teitz, M.W.
1985: Ediacaran fossils from the Miette Group, Rocky Mountains, British Columbia, Canada; Geology, v. 13, p. 819-821.

Jackson, D.E.
1966: Graptolitic facies of the Canadian Cordillera and Arctic Archipelago, A Review; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, p. 469-485.

Jackson, D.E. and Lenz, A.C.
1962: Zonation of Ordovician and Silurian graptolites of the northern Yukon, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 46, p. 30-45.

Jackson, D.E., Lenz, A.C., and Pedder, A.E.H.
1978: Late Silurian and Early Devonian graptolite, brachiopod and coral faunas from northwestern and Arctic Canada; Geological Association of Canada, Special Publication 17, 159 p.

Jackson, D.E., Steen, G., and Sykes, D.
1965: Stratigraphy and graptolite zonation of the Kechika and Sandpile groups in northeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 13, p. 139-154.

Jennings, D.S. and Jilson, G.A.
1987: Geology and sulphide deposits of Anvil Range, Yukon; in Mineral Deposits of the Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37.

Johnson, J.G.
1970: Taghanic onlap and the end of North American Devonian provinciality; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 2077-2106.

Johnson, J.G., Klapper, G., and Sandberg, C.A.
1985: Devonian eustatic fluctuations in Euramerica; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 567-587.

Jones, D.L., Irwin, W.P., and Owenshire, A.T.
1972: Southeastern Alaska - a displaced continental fragment?; in Geological Survey Research, United States Geological Survey, Professional Paper 800-B, p. B211-B217.

Kennedy, D.J. and Barnes, C.R.
1981: Conodont biostratigraphy of the Survey Peak Formation, southern Rocky Mountains, Alberta; Geological Association of Canada, Abstracts, v. 6, p. A31.

Ketner, K.B.
1968: Origin of Ordovician quartzite in the Cordilleran miogeosyncline; in Geological Survey Research, United States Geological Survey, Professional Paper 600B, p. 169-177.

Landing, E., Ludvigsen, R., and von Bitter, P.H.
1980: Upper Cambrian to Lower Ordovician conodont biostratigraphy and biofacies, Rabbitkettle Formation, District of Mackenzie; Royal Ontario Museum, Life Sciences Contributions no. 126, 42 p.

Landing, E., Myrow, P., Benus, A.P., and Narbonne, G.M.
1989: The Placentian series: appearance of the oldest skeletalized faunas in southeastern Newfoundland; Journal of Paleontology, v. 63, no. 6, p. 739-769.

Lane, L.S. and Cecile, M.P.
1989: Stratigraphy and structure of the Neruokpuk Formation, northern Yukon; in Current Research, Part G, Geological Survey of Canada, Paper 89-1G, p. 57-62.

Law, J.
1971: Regional Devonian geology and oil and gas possibilities, upper Mackenzie River area; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 437-486.

Leech, G.B.
1954: Preliminary account, Canal Flats, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 54-7, 32 p.
1958: Fernie map-area, west half, British Columbia, 82G W 1/2; Geological Survey of Canada, Paper 58-10, 40 p.

Lenz, A.C.
1972: Ordovician to Devonian history of the northern Yukon and adjacent District of Mackenzie; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 20, p. 321-361.
1980: Wenlockian graptolite reference section, Clearwater Creek, Nahanni National Park, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1075-1086.
1982: Llandoverian graptolites of the northern Canadian Cordillera: *Petalograptus, Cephalograptus, Rhaphidograptus, Dimorphograptus*, Retiolitidae and Monograptidae; Royal Ontario Museum, Life Sciences Contribution 130, 154 p.

Lenz, A.C. and McCracken, A.D.
1982: The Ordovician-Silurian boundary, northern Canadian Cordillera: graptolite and conodont correlation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1308-1322.

Lenz, A.C. and Pedder, A.E.H.
1972: Lower and Middle Paleozoic sediments and paleontology of Royal Creek and Peel River, Yukon and Powell Creek, N.W.T.; International Geological Congress 24th Session, Guidebook Field Excursion A14.

Lenz, A.C. and Perry, D.G.
1972: The Neruokpuk Formation of the Barn Mountains and Driftwood Hills, Northern Yukon: its age and graptolite fauna; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1129-1138.

Little, H.W.
1960: Nelson map-area, west half, British Columbia (82F W1/2); Geological Survey of Canada, Memoir 308, 205 p.

Lochman-Balk, C. and Wilson, J.L.
1958: Cambrian biostratigraphy in North America; Journal of Paleontology, v. 32, no. 2, p. 312-350.
1967: Stratigraphy of Upper Cambrian-Lower Ordovician subsurface sequence in Williston Basin; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 51, p. 883-917.

Longacre, S.A.
1970: Trilobites of the Upper Cambrian *Ptychaspid* Biomere, Wilberns Formation, central Texas; Paleontological Society, Memoir 4, 70 p.

Ludvigsen, R.
1975: Ordovician formations and faunas, southern Mackenzie Mountains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, no. 4, p. 663-697.
1979: Upper Cambrian and Lower Ordovician trilobite biostratigraphy of the Rabbitkettle Formation, western District of Mackenzie; Royal Ontario Museum, Life Sciences Contribution 134, 188 p.
1982: Upper Cambrian and Lower Ordovician trilobite biostratigraphy of the Rabbitkettle Formation, western District of Mackenzie; Royal Ontario Museum, Life Sciences Contribution 134; 188 p.

Ludvigsen, R. and Westrop, S.R.
1985: Three new Upper Cambrian stages for North America; Geology, v. 13, p. 139-143.

MacIntyre, D.G.
1981: Akie River Project; in Geological Fieldwork 1980, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1981-1, p. 33-45.

Macqueen, R.W.
1975: Lower and middle Paleozoic sediments, northern Yukon Territory; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 291-301.

Macqueen R.W. and Thompson, R.I.
1978: Carbonate-hosted lead-zinc occurrences in northeastern British Columbia with emphasis on the Robb Lake deposit; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1737-1762.

Manson, G.R.
1984: Brisco Barite Mine; in The Geology of Industrial Minerals in Canada, C.R. Guilet and W. Martin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special v. 29, p. 264-265.

Mansy, J.L. and Gabrielse, H.
1978: Stratigraphy, terminology and correlation of Upper Proterozoic rocks in Omineca and Cassiar Mountains, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 74-19, 17 p.
1977b: Accumulation of a Middle Cambrian, deep-water limestone debris apron adjacent to a vertical, submarine carbonate escarpment, southern Rocky Mountains, Canada; in Deep-water Carbonate Environments, H.E. Cook and P. Enos (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 25, p. 113-124.

McLaughlin, K.P. and Embysk, B.B.
1950: Middle Cambrian trilobites from Pend Oreille Country, Washington; Journal of Paleontology, v. 24, no. 4, p. 466-471.

Meijer Drees, N.C.
1974: Geology of the "Bulmer Lake High", a gravity feature in the southern Great Bear Plain, District of Mackenzie; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 74-1B, p. 274-277.
1975a: Geology of the lower Paleozoic formations in the subsurface of the Fort Simpson area, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 74-40, 65 p.
1975b: The Little Doctor sandstone (new sub-unit) and its relationship to the Franklin Mountain and Mount Kindle Formations in the Nahanni Range and nearby subsurface, District of Mackenzie; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 51-57.
1980: Description of the Hume, Funeral, and Bear Rock formations in the Candex et al. Dahadinni M43A well, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 78-17.
in press: The Devonian succession in the subsurface of the Great Slave and Great Bear Plains, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Memoir.

Miall, A.D.
1976: Proterozoic and Paleozoic geology of Banks Island, Arctic Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 258, 77 p.

Monger, J.W.H. and Berg, H.C.
1984: Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska; in Lithotectonic Terrane Maps of the North American Cordillera, N.J. Silberling and D.L. Jones (ed.), United States Geological Survey, Open File Report 84-523.

Moore, P.F.
in press: Devonian strata of the Interior Plains region of western Canada; in Sedimentary Cover of the Craton in Canada, D.F. Stott and J.D. Aitken (ed.), Geological Survey of Canada, Geology of Canada no. 5 (also Geological Society of America, The Geology of North America, Vol. D-1).

Morganti, J.M.
1979: The geology and ore deposits of the Howards Pass area, Yukon and Northwest Territories: The origin of basinal sedimentary stratiform sulphide deposits; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 327 p.

Morin, J.A., Grapes, K.J., and Debicki, R.L.
1983: Yukon mineral industry, 1982, an overview; in Yukon Exploration and Geology, 1982; Department of Indian and Northern Affairs, Canada, Whitehorse, p. 4-17.

Morrow, D.W.
1973: The Presqu'ile Complex - implications for Middle Devonian paleogeography of northern Alberta and British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 421-434.
1978: The Dunedin Formation - a transgressive shelf carbonate sequence; Geological Survey of Canada, Paper 76-12.
1984: Sedimentation of Root Basin and Prairie Creek Embayment - Siluro-Devonian, Northwest Territories; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 162-189.
in press: The Silurian-Devonian sequence of the northern part of the Mackenzie Shelf, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin.

Morrow, D.W. and Cook, D.G.
1987: The Prairie Creek Embayment and Lower Paleozoic stratigraphy of the southern Mackenzie Mountains; Geological Survey of Canada, Memoir 412.

Morrow, D.W. and Meijer Drees, N.C.
1981: The Early to Middle Devonian Bear Rock Formation in the type section and other surface sections, District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 107-114.

Mott, J.A., Dixon, J.M., and Helmstaedt, H.
1986: Ordovician stratigraphy and the structural style at the Main Ranges - Front Ranges boundary near Smith Peak, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 457-465.

Mountjoy, E.W.
1962: Mount Robson (southeast) map-area, Rocky Mountains of Alberta and British Columbia, 83E/SE; Geological Survey of Canada, Paper 61-31, 114 p.

Muir, I. and Dixon, D.
1984: Facies analysis of a Middle Devonian sequence in the Mountain River - Gayna River area, N.W.T.; Progress Report submitted to geology office of Department of Indian Affairs and Northern Development.

Muller, J.E.
1980: The Paleozoic Sicker Group of Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-30.
1983: Geology, Victoria, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 1553A, scale 1:100 000.

Narbonne, G.M., Hofmann, H.J., and Aitken, J.D.
1985: Precambrian-Cambrian boundary sequence, Wernecke Mountains, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 603-608.

Narbonne, G.M., Myrow, P.M., Landing, E., and Anderson, M.M.
1987: A candidate stratotype for the Precambrian-Cambrian boundary, Fortune Head, Burin Peninsula, southeastern Newfoundland; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1277-1293.

Nelson, S.J.
1963: Ordovician paleontology of the northern Hudson Bay Lowland; Geological Society of America, Memoir 90, 152 p.

Ney, C.S.
1954: Monarch and Kicking Horse mines, Field, British Columbia; Alberta Society of Petroleum Geologists, 4th Annual Field Conference Guidebook, Banff-Golden-Radium, p. 119-136.

Noble, J.P.A. and Ferguson, R.D.
1971: Facies and faunal relations at edge of early mid-Devonian Carbonate Shelf, south Nahanni River area, Northwest Territories; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 570-588.

Norford, B.S.
1964: Reconnaissance of the Ordovician and Silurian rocks of the northern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 63-39, 139 p.
1969: Ordovician and Silurian stratigraphy of the southern Rocky Mountains; Geological Survey of Canada, Bulletin 176, 90 p.
1981: Devonian stratigraphy at the margins of the Rocky Mountain Trench, Columbia River, southeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, p. 540-560.

Norford, B.S., Gabrielse, H., and Taylor, G.C.
1966: Stratigraphy of Silurian carbonate rocks of the Rocky Mountains, northern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, p. 504-519.

Norford, B.S. and Macqueen, R.W.
1975: Lower Paleozoic Franklin Mountain and Mount Kindle formations, District of Mackenzie: Their type sections and regional development; Geological Survey of Canada, Paper 74-34, 37 p.

Norford, B.S. and Orchard, M.J.
1985: Early Silurian age of rocks hosting lead-zinc mineralization at Howards Pass, Yukon Territory and District of Mackenzie: local biostratigraphy of Road River Formation and Earn Group; Geological Survey of Canada, Paper 83-18.

Norris, A.W.
1985: Stratigraphy of Devonian outcrops belts in northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie (Operation Porcupine Area); Geological Survey of Canada, Memoir 410.

Norris, D.K.
1974a: Structural geometry and geological history of the northern Canadian Cordillera; in Proceedings of the First National Convention, A.E. Wren and R.B. Cruz (ed.), Canadian Society of Exploration Geophysicists, p. 18-45.
1976: Structural and stratigraphic studies in the northern Canadian Cordillera; in Report of Activities, Part A; Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 457-466.
1982a: Ogilvie River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 1526A.
1982b: Wind River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 1528A.
in press: The geology, mineral and hydrocarbon potential of Northern Yukon Territory and north-western District of Mackenzie (Operation Porcupine); Geological Survey of Canada.

Norris, D.K. and Price, R.A.
1966: Middle Cambrian lithostratigraphy of southeastern Canadian Cordillera; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, no. 4, p. 385-404.

Norris, D.K. and Yorath, C.J.
1981: The North American Plate from the Arctic Archipelago to the Romanzof Mountains; in the Arctic Ocean, Ocean Basin Series, v. 5, p. 37-103.

North American Commission on Stratigraphic Nomenclature
1984: North American Stratigraphic Code; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 65, p. 841-875.

North, F.K.
1964: Cambrian, Part II-Cordillera; in Geological History of Western Canada; Alberta Society of Petroleum Geologists, p. 28-33.
1971: The Cambrian of Canada and Alaska; in Cambrian of the New World, C.H. Holland (ed.), Wiley-Interscience, London, p. 219-324.

North, F.K. and Henderson, G.G.L.
1954: Summary of the geology of the southern Rocky Mountains of Canada; Alberta Society of Petroleum Geologists, 4th Annual Field Conference Guidebook, Banff-Golden-Radium, p. 15-81.

Nowlan, G., Narbonne, G.M., and Fritz, W.H.
1985: Small shelly fossils and trace fossils near the Precambrian-Cambrian boundary in the Yukon Territory, Canada; Lethaia, v. 18, p. 233-256.

Okulitch, A.V.
1979: Lithology, stratigraphy, structure and mineral occurrences of the Thompson-Shuswap-Okanagan area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 637.
1985: Paleozoic plutonism in southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1409-1424.

Okulitch, V.J.
1951: A Lower Cambrian fossil locality near Addy, Washington; Journal of Paleontology, v. 25, no. 3, p. 405-407.

Oldershaw, A.E.
1981: A preliminary analysis of the Mountain and Keele Diatremes; in Department of Indian and Northern Affairs, Mineral Industry Report, 1977, Northwest Territories, EGS 1981-11, p. 148-154.

Palmer, A.R.
1960: Some aspects of the early Upper Cambrian stratigraphy of White Pine County, Nevada and vicinity; in Guidebook to the Geology of East-Central Nevada, W.W. Sloan, Jr. and J.W. Boettcher (ed.), Intermountain Association of Petroleum Geologists and Eastern Nevada Geological Society's 1960 Guidebook, p. 53-58.
1965: Trilobites of the Late Cambrian Pterocephaliid Biomere in the Great Basin, United States; United States Geological Survey, Professional Paper 493, 105 p.
1968: Cambrian trilobites of east-central Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 559-B, 115 p.

Palonen, P.A.
1976: Sedimentary and stratigraphy of Gog Group sandstones in southern Canadian Rockies; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 197 p.

Park, C.F., Jr. and Cannon, R.S., Jr.
1943: Geology and ore deposits of the Metaline Quadrangle, Washington; United States Geological Survey, Professional Paper 202, 81 p.

Payne, M.W. and Allison, C.W.
1981: Paleozoic continental-margin sedimentation in east-central Alaska; Geology, v. 9, p. 274-279.

Pell, J. and Simony, P.
1981: Stratigraphy, structure, and metamorphism in the southern Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 227-230.
1984: Stratigraphy of the Hadrynian Kaza Group between the Azure and North Thompson rivers, Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 95-98.

Pelzer, E.E.
1966: Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of Besa River Shale, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, p. 273-321.

Perry, D.G., Klapper, G., and Lenz, A.C.
1974: Age of the Ogilvie Formation (Devonian) northern Yukon, based primarily on the occurrence of brachiopods and conodonts; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1055-1097.

Porter, J.W., Price, R.A., and McCrossan, R.G.
1982: The Western Canada Sedimentary Basin; Philosophical Transactions of the Royal Society, London, A, v. 305, p. 169-192.

Potter, A.W. and Cecile, M.P.
1985: Paleobiogeographic significance of two Late Ordovician brachiopod faunules from the Misty Creek Embayment, Selwyn Basin, Northwest Territories, Canada; Geological Society of America, Abstracts with Program, v. 17, p. 401.

Price, R.A. and Fermor, P.R.
1985: Structure section of the Cordilleran Foreland Thrust and Fold Belt west of Calgary, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 84-14.

Pugh, D.C.
1983: Pre-Mesozoic geology in the subsurface of Peel River map area, Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 401, 61 p.

Rasetti, F.
1951: Middle Cambrian stratigraphy and faunas of the Canadian Rocky Mountains; Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 116, no. 5, 270 p.

Read, B.C.
1980: Lower Cambrian archaeocyathid buildups, Pelly Mountains, Yukon; Geological Survey of Canada, Paper 78-18, 54 p.

Read, P.B. and Wheeler, J.O.
1977: Geology Lardeau, west-half map area and marginal notes, revised edition; Geological Survey of Canada, Open File 432, 1:125 000 scale map.

Reesor, J.E.
1973: Geology of the Lardeau map-area, east-half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 369, 129 p.

Reeve, A.F.
1977: The Goz Creek zinc prospect, Yukon Territory, Canada; Barrier Reef Resources, Limited, Internal Report, 19 p.

Reiser, H.N., Brosqé, W.P., Dutro, J.T., Jr., and Detterman, R.L.
1980: Geologic map of the Demarcation Point Quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series, Map I-1133.

Resser, C.E.
1934: Recent discoveries of Cambrian beds in the northeastern United States; Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 92, no. 10, 10 p.

Rice, H.M.A.
1937: Cranbrook map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 207, 67 p.
1941: Nelson map-area, east half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 228, 86 p.

Robison, R.A.
1960: Lower and Middle Cambrian stratigraphy of the eastern Great Basin; in Guidebook to the Geology of East-Central Nevada, W.W. Sloan, Jr. and J.W. Boettcher (ed.); International Association of Petroleum Geologists and Eastern Geological Society's 1960 Guidebook, p. 43-52.
1984: Cambrian Agnostida of North America and Greenland, part 1, Ptychagnostidae; University of Kansas Paleontological Contributions, Paper 109, 59 p.

Roddick, J.A.
1967: Tintina Trench; Journal of Geology, v. 73, p. 23-33.

Root, K.G.
1983: Upper Proterozoic and Paleozoic stratigraphy, Delphine Creek area, southeastern British Columbia: implications for the Purcell Arch; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 377-380.
1985: Reinterpretation of the age of a succession of Paleozoic strata Delphine Creek, southeastern British Columbia; in Current Research Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 727-730.

Ross, R.J. Jr.
1949: Stratigraphy and trilobite faunal zones of the Garden City Formation, northeastern Utah; American Journal of Science, v. 247, p. 472-491.
1951: Stratigraphy of the Garden City Formation in northeastern Utah, and its trilobite faunas; Yale University, Peabody Museum, Bulletin.

Schiarizza, P.
1986: Geology of the Eagle Bay Formation between the Raft and Baldy batholiths (82M/5,11,12); in Geology Fieldwork, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 89-94.

Schiarizza, P. and Preto, V.A.
1984: Geology of the Adams Plateau-Clearwater area; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map No. 56.

Schofield, S.J.
1922: Relationship of the Precambrian (Beltian) terrain to the Lower Cambrian strata of southeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Museum Bulletin 35, 13 p.

Simony, P.S. and Wind, G.
1970: Structure of the Dogtooth Range and adjacent portions of the Rocky Mountain Trench; Geological Association of Canada, Special Paper 6, p. 41-51.

Slind, O.L. and Perkins, G.D.
1966: Lower Paleozoic and Proterozoic sediments of the Rocky Mountains between Jasper, Alberta and Pine River, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, p. 442-468.

Sloss, L.L.
1963: Sequences in the cratonic interior of North America; Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 93-114.
1972: Synchrony of Phanerozoic sedimentary-tectonic events of North American craton and the Russian Platform; 24th International Geological Congress, Montreal, Section 6, p. 24-32.

Stitt, J.H.
1971: Late Cambrian and earliest Ordovician trilobites, Timber Hills and Lower Arbuckel Groups, western Arbuckle Mountains, Murry County, Oklahoma; Oklahoma Geological Survey, Bulletin 110, 83 p.

Struik, L.C.
1980: Geology of the Barkerville-Cariboo River area, central British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 330 p.
1981: A re-examination of the type area of the Devono-Mississippian Cariboo Orogeny, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1767-1775.

Sutherland Brown, A.
1963: Geology of the Cariboo River area, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 47, 60 p.

Taylor, G.C., Campbell, R.B., and Norford, B.S.
1972: Silurian igneous rocks in the western Rocky Mountains, northwestern British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 228-229.

Taylor, G.C. and Mackenzie, W.S.
1970: Devonian stratigraphy of northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 186.

Taylor, G.C. and Stott, D.F.
1973: Tuchodi Lakes map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 373, 37 p.

Tempelman-Kluit, D.J.
1970: Stratigraphy and structure of the "Keno Hill Quartzite" in Tombstone River-Upper Klondike River map-areas, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 180, 102 p.
1972: Geology and origin of the Faro, Vangorda, and Swim concordant zinc-lead deposits, central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 208, 73 p.
1977a: Stratigraphic and structural relations between the Selwyn Basin, Pelly-Cassiar platform and Yukon crystalline terrane in the Pelly Mountains, Yukon; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 223-227.
1977b: Geology of Quiet Lake (105F) and Finlayson Lake (105G) map areas, Yukon Territory (2 maps scale 1:250 000); Geological Survey of Canada, Open File 486.
1979: Transported cataclastite, ophiolite and granodiorite in Yukon: Evidence of arc-continent collision; Geological Survey of Canada, Paper 79-14, 27 p.

Thompson, R.I.
1981: The nature and significance of large 'blind' thrusts within the Northern Rocky Mountains of Canada; in Thrust and Nappe Tectonics, K.R. McClay and N.J. Price (ed.); Geological Society of London, Special Publication 9, p. 449-462.
1989: Stratigraphy, tectonic evolution and structural analysis of the Halfway River map area (94B), Northern Rocky Mountains, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 425.

Thompson, R.I. and Roots, C.F.
1982: Ogilvie Mountains Project, Yukon, Part A: A new regional mapping programs; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 403-411.

Thompson, T.L.
1962: Stratigraphy, tectonics, structure, and gravity in the Rocky Mountain Trench area, southeastern British Columbia, Canada; Ph.D. thesis, Stanford University, 203 p.

Tipnis, R.S.
1981: Early Ordovician conodont biostratigraphy and zonation of the Kechika Formation, northeastern British Columbia; Geological Association of Canada, Abstracts, v. 6, p. A-56.

Tipnis, R.S., Chatterton, B.D.E., and Ludvigsen, R.
1978: Ordovician conodont biostratigraphy of the southern District of Mackenzie, Canada; in Western and Arctic Canadian Biostratigraphy, C.R. Stelck and B.D.E. Chatterton (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 18, p. 39-91.

Tipper, H.W., Woodsworth, G.J., and Gabrielse, H. (co-ordinators)
1981: Tectonic assemblage map of the Canadian Cordillera and adjacent parts of the United States; Geological Survey of Canada, Map 1505A (1:2 000 000 scale).

Torrie, J.E.
1973: Northeastern British Columbia; in Future Petroleum Provinces of Canada, R.G. McCrossan (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 151-186.

Vail, P.R., Mitchum, R.M. Jr., and Thompson, S. III
1977: Seismic stratigraphy and global changes in sea level; in Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration, C.E. Payton (ed.), American Association of Petroleum Geologists, Memoir 26.

Walcott, C.D.
1910: *Olenellus* and other genera of the Mesonacidae; Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 53, no. 6, p. 231-420.
1912a: Middle Cambrian Brachiopoda, Malacostraca, Trilobita, and Merostomata; Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 57, no. 6, p. 145-244.
1912b: Group terms for the Lower and Upper Cambrian series of formations; Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 57, no. 10, p. 305-307.
1928: Pre-Devonian Paleozoic formations of the Cordilleran provinces of Canada; Smithsonian Miscellaneous Collections, v. 75, no. 5, p. 175-368.

Westergard, A.H.
1946: Agnostidea of the Middle Cambrian of Sweden; Sveriges Geologiska Undersokning, Series C, no. 477, 140 p.

Westrop, S.R.
1984: Late Cambrian and earliest Ordovician trilobites, southern Canadian Rocky Mountains, Alberta; Ph.D. thesis, University of Toronto, Ontario, 990 p.
1986: Trilobites of the Upper Cambrian Sunwaptan Stage, southern Canadian Rocky Mountains, Alberta; Palaeontographica Canadiana, no. 3, 178 p.

Wheeler, J.O.
1963: Rogers Pass map-area, British Columbia and Alberta (82N W1/2); Geological Survey of Canada, Paper 62-32, 32 p.

Wheeler, J.O. and Gabrielse, H. (co-ordinators)
1972: The Cordilleran Structural Province; in Variation in Tectonic Styles in Canada; R.A. Price and R.J.W. Douglas (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 11, p. 1-82.

Whittington, H.B.
1980: The significance of the fauna of the Burgess Shale, Middle Cambrian, British Columbia; Proceedings of the Geologist's Association, v. 91, pt. 3, p. 127-148.

Williams, G.K.
1975: "Arnica platform dolomite", District of Mackenzie; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 31-35.
1981: Middle Devonian carbonate barrier complex of Western Canada; Geological Survey of Canada, Open File 761.
1983: What does the term "Horn River Formation" mean?; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 117-122.
1984: Some musings on the Devonian Elk Point Basin, Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 216-232.

Wilson, J.L.
1975: Carbonate Facies in Geologic History; Springs-Verlag, New York, 417 p.

Young, F.G.
1979: The lowermost Paleozoic McNaughton Formation and equivalent Cariboo Group of eastern British Columbia: piedmont and tidal complex; Geological Survey of Canada, Bulletin 288, 60 p.

Young, G.M.
1982: The late Proterozoic Tindir Group, east-central Alaska: evolution of a continental margin; Geological Society of America Bulletin, v. 93 p. 759-783.

Ziegler, A.M., Scotese, C.R., McKerrow, W.S., Johnson, M.E., and Bambach, R.K.
1979: Paleozoic paleogeography; Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 7, p. 473-502.

Ziegler, P.A.
1969: The development of sedimentary basins in Western and Arctic Canada; Alberta Society of Petroleum Geologists, 89 p.

Zwanzig, H.V.
1973: Structural transitions between the foreland zone and the core zones of the Columbian Orogen, Selkirk Mountains, British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.

Adresse des auteurs

W.H. Fritz
Commission géologique du Canada
601 rue Booth
Ottawa, Ontario
K1A 0E8

M.P. Cecile
B.S. Norford
D.W. Morrow
H.H.J. Geldsetzer
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

J.O. Wheeler
H. Gabrielse
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

G.E. Gehrels
Department of Geosciences
University of Arizona
Tucson, Arizona
U.S. 85721

ADDENDA

Le bassin de Nasina (Tempelman-Kluit, 1979) est une étendue principalement constituée de faciès de bassin, située à l'ouest du bassin de Selwyn et de la faille de Tintina (fig. 7-19). Une épaisse succession de calcaire et shale en couches minces s'y est accumulée durant le Cambrien tardif et l'Ordovicien précoce (avec prédominance de shale au nord et de calcaire au sud). La sédimentation des shales s'est poursuivie, dans tout le bassin, durant l'Ordovicien moyen et tardif et le Silurien précoce; elle a été suivie, pendant le reste du Silurien, du dépôt de strates constituées principalement d'un siltstone vert en cassure fraîche et brun orange en surface altérée, de mudstone et d'un peu de grès quartzeux (D.J. Tempelman-Kluit, communication personnelle, 1985).

RÉFÉRENCE

se rapportant à la mise en place des diatrèmes:

Mott, J.A.

1989: Structural and stratigraphic relations in The White River region, eastern Main Ranges, southern Canadian Rocky Mountains, British Columbia; Ph. D. Thesis, Queen's University, Kingston, Ontario

Imprimé au Canada

Chapitre 8

ASSEMBLAGES DU DÉVONIEN SUPÉRIEUR AU JURASSIQUE MOYEN

PARTIE A. PROTOCONTINENT NORD-AMÉRICAIN

Résumé

Introduction

Strates carbonatées du Dévonien supérieur du Domaine de l'avant-pays (Assemblage de Rundle)

H.H.J. Geldsetzer et D.W. Morrow

Séquence de Fairholme (Givétien supérieur-Frasnien moyen)

Séquence de Ronde-Kakisa (Frasnien sommital)

Séquence de Palliser (Famennien inférieur et moyen)

Roches clastiques du Dévono-Mississippien du Domaine de l'avant-pays et du Domaine d'Omineca

S.P. Gordey

Assemblage d'Imperial

Assemblage d'Earn

Assemblage de Besa River et bordure de la plate-forme continentale carbonatée

Résumé de l'activité tectonique

Stratigraphie carbonifère et permienne du Domaine de l'avant-pays

E.W. Bamber, C.M. Henderson, B.C. Richards et A. McGugan

Carbonifère

Permien

Strates triasiques du Domaine de l'avant-pays

D.W. Gibson

Rocheuses du Sud - Foothills et Front Ranges

Rocheuses du Nord - Foothills et Front Ranges

Domaine de l'avant-pays septentrional - Territoire du Yukon et district de Mackenzie

Paléoenvironnements et évolution de la sédimentation

Strates du Jurassique inférieur et moyen du Domaine de l'avant-pays

T.P. Poulton

Domaine de l'avant-pays septentrional

Domaine de l'avant-pays méridional

PARTIE B. TERRANES DE LA CORDILLÈRE
J.W.H. Monger, J.O. Wheeler, H.W. Tipper, H. Gabrielse, T. Harms, L.C. Struik, R.B. Campbell, C.J. Dodds, G.E. Gehrels et J. O'Brien
Résumé
Introduction
Stratigraphie des terranes
Terrane de Cassiar
Terrane de l'Alaska arctique
Terrane de Kootenay
Terrane de Windy-McKinley
Terrane de Slide Mountain
Évolution tectonique du terrane de Slide Mountain
Quesnellie
Terrane de Dorsey
Terrane de Cache Creek
Stikinie
Les relations entre la Stikinie, le terrane de Cache Creek et la Quesnellie
Roches métamorphiques et terrane de Nisling dans le Domaine côtier septentrional
Terranes dans le Domaine côtier méridional
Terrane d'Alexander
Wrangellie
Relations entre la Wrangellie et les autres terranes
RÉFÉRENCES

Chapitre 8

ASSEMBLAGES DU DÉVONIEN SUPÉRIEUR AU JURASSIQUE MOYEN

PARTIE A. PROTOCONTINENT NORD-AMÉRICAIN

S.P. Gordey, H.H.J. Geldsetzer, D.W. Morrow, E.W. Bamber, C.M. Henderson, B.C. Richards, A. McGugan, D.W. Gibson et T.P. Poulton

Résumé

Le miogéoclinal de la Cordillère, avant le Dévonien tardif, se composait de plates-formes épicontinentales de grande étendue, sur lesquelles s'accumulaient des dépôts clastiques et carbonatés. Elles étaient bordées à l'ouest par des milieux d'eau profonde où s'accumulaient des shales et des carbonates (Assemblage de Rocky Mountains). Les sédiments clastiques provenaient en grande partie du craton. Au Dévonien tardif, les modes de sédimentation se sont radicalement modifiés, lorsque des roches clastiques turbiditiques riches en chert, en provenance de l'ouest et du nord, ont submergé la Cordillère septentrionale (assemblages d'Earn et d'Imperial). Du shale (Assemblage de Besa River) s'est déposé au loin sur le miogéoclinal et sur la plate-forme de l'Intérieur; le front carbonaté de l'Assemblage de Rundle a reculé loin à l'est et au sud par rapport à sa position du Dévonien moyen. Dès le Mississippien moyen, les apports clastiques se sont fortement raréfiés et la sédimentation normale de produits clastiques et carbonatés de plate-forme marine a repris, encore une fois avec des apports clastiques provenant du craton. Au Dévono-Mississippien, le plutonisme ne s'est manifesté que dans l'extrême nord du Yukon et le volcanisme s'est limité à la partie centrale du Yukon et au centre sud de la Colombie-Britannique. Une phase de plissement antérieure au Mississippien tardif a affecté les roches dans le Yukon septentrional, mais ailleurs la déformation ne s'est traduite que par des failles locales de fort pendage et par des disconformités.

Dans le nord du Yukon, l'activité tectonique du Dévono-Mississippien s'est traduite par des soulèvements et par des intrusions granitiques, du Frasnien au Mississippien précoce, qui ont eu pour effets une diminution de la profondeur d'eau et la formation d'un prisme de roches clastiques progradant vers le sud. La séquence se compose de shale à la base, de sédiments de type flysch dans la partie médiane, et de strates partiellement fluviodeltaïques au sommet. La déformation a migré vers le sud à partir de la région du soulèvement, jusqu'à ce que les roches clastiques elles-mêmes soient plissées, avant le Carbonifère moyen.

La source des sédiments dévono-mississippiens du centre de la Cordillère était constituée par les roches clastiques quartzeuses du sommet du Précambrien et par le chert du Paléozoïque inférieur du miogéoclinal occidental. À l'ouest, les roches clastiques grossières sont représentées typiquement par un wacke et une arénite à chert et quartz, ainsi que par un conglomérat à cailloux de chert; le feldspath et les débris volcaniques y sont présents localement dans une proportion de quelques points de pourcentage. Toutes les roches clastiques se sont déposées dans des milieux de cône sous-marin. De nombreux changements de faciès interviennent sur de courtes distances. L'absence de structures de compression, la présence à l'échelle locale de roches volcaniques possiblement typiques de milieu de rift, et l'existence de failles synsédimentaires qui ont contrôlé l'épaisseur et le caractère des faciès, ont favorisé le soulèvement local en blocs du miogéoclinal externe par suite d'une distension régionale ou de décrochements. Toutefois, il se pourrait aussi que les soulèvements en blocs et les prismes de roches clastiques soient liés à l'activité tectonique survenue plus à l'ouest, que traduisent les plutons granitiques et les roches volcaniques dévono-mississippiens du terrane de Kootenay. Le faciès de roches clastiques fines situé à l'est se compose de shale et de siltstone. Sa limite sud-est, la limite entre carbonates et shale, a largement fluctué, peut-être en raison de l'activité tectonique qui a eu lieu à l'ouest.

Dans la Cordillère méridionale (au sud de 60°N), la colonne clastique du Dévono-Mississippien est d'épaisseur minimale; les strates miogéoclinales préservées dans l'extrême ouest sont des carbonates d'eau peu profonde. Après une période initiale d'érosion, à la fin du Dévonien moyen, des milieux d'eau peu profonde établis dans une mer épicontinentale s'étendant vers le sud ont donné naissance à une vaste plate-forme carbonatée (Assemblage de Rundle). Au Frasnien moyen, celle-ci a constitué les fondations de vastes récifs linéaires de direction générale nord-est, dont le développement semble pouvoir s'expliquer par des taux de sédimentation différentiels, à la suite de la suffocation partielle des organismes présents par des clastites terrigènes anoxiques. Une plaine alluviale progradante

Gordey, S.P., Geldsetzer, H.H.J., Morrow, D.W., Bamber, E.W., Henderson, C.M., Richards, B.C., McGugan, A., Gibson, D.W., et Poulton, T.P.
1991: Assemblages du Dévonien supérieur au Jurassique moyen – Protocontinent nord-américain; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 8, partie A, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

vers l'ouest, constituée de shale, a progressivement enseveli les récifs, mais à mesure que cet apport de produits clastiques a cessé et que les mers ont régressé durant le Frasnien tardif, des carbonates impurs se sont formés sur une grande superficie. La brève régression au Frasnien tardif a donné lieu à une émersion locale et à l'afflux de silt dans des milieux de dépôt de carbonates, subtidaux à supratidaux, de courte durée. Au commencement de la transgression du Famennien, les sables provenant de l'ouest ont comblé les irrégularités topographiques et une grande plate-forme carbonatée, qui a persisté jusqu'au dépôt d'un shale euxinique noir au Dévonien terminal, leur a succédé.

Les roches carbonifères se présentent en deux zones. Un faciès réunissant à l'est des carbonates de plate-forme et de rampe marines et des roches clastiques de milieu marin peu profond à continental, est suivi à l'ouest d'un faciès de bassin composé de shale. Le faciès oriental englobe plusieurs assemblages (assemblages de Rundle, de Lisburne et de Mattson), séparés les uns des autres par des discordances régionales marquant les épisodes d'érosion du Carbonifère tardif et du Permien. Une discordance subpermienne reflète une intense activité tectonique survenue le long de la protoarche d'Aklavik.

Les dépôts carbonifères du faciès oriental, dans les Rocheuses et les monts Mackenzie méridionaux, se composent de dépôts de carbonates miogéoclinaux de plate-forme et de rampe, couvrant l'intervalle du Tournaisien moyen au Viséen supérieur (Assemblage de Rundle), surmontés par de grandes étendues de roches silicoclastiques supratidales, deltaïques et de milieu marin peu profond (Assemblage de Mattson). Cette succession est surmontée en disconformité par des carbonates et roches silicoclastiques du Bashkirien et du Moscovien inférieur (partie inférieure de l'Assemblage d'Ishbel) qui sont préservés incomplètement au-dessous d'une disconformité régionale subpermienne. Dans le nord du Yukon, le faciès oriental se compose de carbonates ininterrompus du Viséen moyen au Moscovien (Assemblage de Lisburne) et de quantités mineures de roches silicoclastiques basales (Assemblage de Mattson). Des dépôts deltaïques et de milieu marin peu profond du même âge (Assemblage de Mattson) se limitent à la partie orientale de cette zone, le long des flancs des monts Richardson et Barn. Le faciès clastique-carbonaté oriental recouvre une succession de dépôts de bassin (Assemblage CPo) et fait place à l'ouest à cette succession à travers une vaste zone de transition qui s'est déplacée au cours des temps. À l'intérieur de la succession de faciès de bassin, s'observe un amincissement marqué en direction de l'ouest, le bassin se caractérisant par un faible remplisssage sédimentaire.

Contrairement aux strates du Carbonifère, les strates du Permien (partie supérieure de l'Assemblage d'Ishbel) se composent principalement de roches silicoclastiques et de carbonates silteux à gréseux d'eau peu profonde et de bassin. Il n'y a pas de constructions calcaires de grande étendue, et aucun dépôt continental ni aucun faciès de shale de bassin bien défini n'ont été identifiés. Une discordance régionale marque la base de la succession du Permien et la sépare de strates dont l'âge couvre l'intervalle du Silurien précoce au Carbonifère terminal. Dans les Rocheuses et les monts Mackenzie, une disconformité régionale intrapermienne sépare un mince assemblage de chert et de roches silicoclastiques de l'Artinskien supérieur-Wordien, de roches silicoclastiques et carbonatées sous-jacentes de l'Assélien-Artinskien inférieur. Dans le nord du Yukon et la partie nord-ouest du district de Mackenzie, une épaisse succession clastique possiblement ininterrompue, allant de l'Assélien au Wordien (Assemblage de Jungle Creek), existe sur les flancs de la protoarche d'Aklavik. Aucun dépôt permien antérieur au Wordien n'est préservé au-dessous des vastes disconformités subtriasiques ou plus récentes.

Les roches triasiques du miogéoclinal englobent une séquence de roches silicoclastiques marines s'épaississant vers l'ouest, d'origine cratonique, et de quantités secondaires de carbonates (Assemblage de Spray River). De nombreux milieux paraliques et marins sont apparus durant plusieurs épisodes de transgression et de régression, et les dépôts qui s'y sont formés sont préservés à grande échelle dans une zone qui s'étend du sud-est du Yukon à la frontière canado-américaine (49°N). Des strates similaires ne sont que localement préservées dans le nord et le centre du Yukon. Le Trias s'est terminé par une régression et probablement par une phase d'érosion antérieure à la transgression marine du Jurassique.

La stratigraphie jurassique, dominée par des grès et shales d'eau peu profonde de plate-forme continentale (qui font aussi partie de l'Assemblage de Spray River), indique un ennoyage progressif mais intermittent, phénomène qui a été noté à l'échelle planétaire. Des transgressions marines étendues ont précédé la sédimentation du Sinémurien, du Toarcien, de la fin du Bajocien précoce, du Bathonien, du Callovien (approximativement) et de l'Oxfordien tardif ou du Kimméridgien, à la fois dans le nord du Yukon et le sud-ouest de l'Alberta. Dans ces deux régions, les sédiments provenaient du craton. Les premiers indices de l'afflux de produits clastiques en provenance de l'ouest, en rapport avec le début de l'orogenèse du Mésozoïque, remontent au Jurassique tardif, et la plupart des roches jurassiques plus récentes (Assemblage de Kootenay) de l'ouest de l'Alberta et de l'est la Colombie-Britannique ont été déversées à l'est dans l'avant-fosse en rapide subsidence qui bordait l'orogène des Rocheuses en formation. Au Yukon et dans le district de Mackenzie, rien n'indique qu'il y ait eu des apports clastiques en provenance de l'ouest avant le Crétacé précoce.

Introduction

Dans l'étude qui suit, les assemblages de l'intervalle Dévonien supérieur-Jurassique moyen de la Cordillère canadienne sont examinés du point de vue de leur lien avec le protocontinent nord-américain (partie A) et avec chacun des terranes de la Cordillère (partie B). Comme dans les autres chapitres sur les assemblages, les séquences lithostratigraphiques sont identifiées selon leur place dans les assemblages tectoniques (voir la Carte des assemblages tectoniques, carte 1712A, en pochette).

Dans la partie A, les assemblages de carbonates du Dévonien supérieur et de roches clastiques du Dévonien supérieur au Mississippien sont examinés séparément dans la mesure où ils représentent chacun des contextes tectoniques fondamentalement différents. Le premier représente le maintien d'un milieu de sédimentation à prédominance de carbonates de plate-forme et de carbonates récifaux, qui s'était établi dans le miogéoclinal au Cambrien moyen. Après une interruption notable dans la Cordillère septentrionale au Dévonien tardif et au Mississippien, ces milieux ont persisté jusqu'à la fin de l'Ère paléozoïque,

puis la sédimentation miogéoclinale du Trias au Jurassique moyen a pris un caractère de plus en plus clastique. Dans la Cordillère septentrionale, d'importantes sources situées à l'ouest ont fourni au miogéoclinal d'épaisses séquences de sédiments clastiques terrigènes durant le Dévonien tardif et le Mississippien précoce.

Les terranes de la Cordillère occidentale contiennent des assemblages qui sont surtout d'origine océanique et d'arc insulaire. C'est surtout durant cet intervalle que se sont accumulés la plupart des assemblages d'un grand nombre des terranes; aussi, la définition et la caractérisation des terranes constituent-elles une importante portion du présent chapitre. Les indices stratigraphiques de l'époque de rattachement des terranes au continent et de la nature des liens qui les unissent sont décrits, et diverses hypothèses sont formulées lorsque les indices en question sont équivoques.

Strates carbonatées du Dévonien supérieur du Domaine de l'avant-pays (Assemblage de Rundle)

H.H.J. Geldsetzer et D.W. Morrow.

Les strates du Dévonien supérieur dans le sud du Domaine de l'avant-pays (fig. 8-1) et dans la subsurface des Plaines intérieures occidentales adjacentes englobent des sédiments carbonatés et des sédiments mixtes carbonatés et silicoclastiques. Le long de la marge orientale de ce domaine, l'épaisseur des roches du Givétien moyen au Famennien varie de 250 à 1 000 m (fig. 8-2). Plusieurs grands réservoirs de pétrole existent à l'intérieur des récifs du Dévonien supérieur de la plate-forme de l'Intérieur; de plus, les carbonates du Dévonien supérieur sont l'élément le plus remarquable du paysage impressionnant des Rocheuses canadiennes.

Tout comme les strates déjà étudiées du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen (voir le tableau 7-1), la succession du Dévonien supérieur du Domaine de l'avant-pays est divisée en séquences distinctes séparées par de minces intervalles ou discontinuités à travers lesquels le caractère stratigraphique change nettement (fig. 8-3). De bas en haut, on distingue la séquence de Fairholme du Givétien tardif-Frasnien moyen, la séquence de Ronde-Kakisa du Frasnien tardif et la séquence de Palliser du Famennien. La séquence de Fairholme est séparée de la séquence de Hume-Dunedin (Eifélien à Givétien inférieur), par le hiatus de Watt Mountain et représente le début de la «Séquence de Kaskaskia» classique telle que définie par Sloss (1963). La séquence sus-jacente de Ronde-Kakisa, limitée au sud par des discordances, représente un court épisode de transgression à l'intérieur d'un intervalle de régression qui a été suivi du dépôt de la séquence de Palliser, dernière phase carbonatée transgressive de la période dévonienne. La plate-forme cratonique et la marge du Dévonien tardif ont été segmentés en plusieurs entités tectoniques (fig. 8-4). Pendant la majeure partie du Dévonien tardif, l'arche de Peace River a émergé et la colonne stratigraphique antérieure du Paléozoïque a été en grande partie érodée. La Formation de Watt Mountain, qui est constituée de 20 à 75 m de shale rouge et vert, de grès, de brèche calcaire, de calcaire et de dolomie, de milieu non marin, est le produit de cette érosion qui a créé une plaine alluviale clastique, de 240 km de largeur, autour de l'arche au Givétien tardif. Au sud de l'arche de Peace River, la crête d'Alberta Ouest est demeurée une région positive jusqu'au début d'une transgression marine étendue au Givétien tardif (transgression de Taghanic). Au sommet de la crête, jusqu'à 36 m de dolomie finement stratifiée et laminée du Givétien moyen ou supérieur accompagnée de brèches d'effondrement de la Formation de Yahatinda (fig. 8-3), comblent les dépressions topographiques de la surface d'érosion taillée dans des carbonates du Cambrien et de l'Ordovicien (Aitken, 1966). Au Dévonien tardif, le rentrant de Golden situé du côté ouest de la crête d'Alberta Ouest avait cessé d'exister, et au sud de l'arche de Peace River, la plate-forme cratonique s'étendait vers l'ouest jusqu'aux limites de préservation des strates (fig. 8-4). Au Dévonien tardif, un afflux de roches clastiques venant du nord et de l'ouest (voir la section suivante) a limité l'étendue de la sédimentation carbonatée à des régions situées en grande partie au sud de 60°N. La seule sédimentation carbonatée importante survenue dans le nord de la plate-forme cratonique après le hiatus de Watt Mountain a été associée à la brève transgression du Givétien tardif qui a produit les constructions récifales comme celle de la Formation de Ramparts (de plus de 200 m d'épaisseur) sur la plate-forme de Peel. Les unités chronostratigraphiques de carbonates équivalentes au sud sont la Formation de Slave Point (150 m d'épaisseur) le long de la bordure occidentale de la plate-forme de Hay River, et le stade primitif des récifs de Swan Hills (44 m d'épaisseur) au sud de l'arche de Peace River (fig. 8-5).

Séquence de Fairholme (Givétien supérieur-Frasnien moyen)

La séquence de Fairholme, située dans les Rocheuses au sud de l'arche de Peace River (fig. 8-3, colonnes 4-6), est représentée par le Groupe de Fairholme, qui s'échelonne du Givétien tardif au Frasnien. Ce groupe inclut la partie occidentale exposée d'un vaste domaine récifal qui s'est formé dans le sud de la plate-forme de l'Alberta (fig. 8-5, 8-6) et englobe des faciès carbonatés et clastiques qui s'interdigitent latéralement (fig. 8-3, 8-7; planche 16).

Les composantes carbonatées peuvent être groupées en une succession basale de plate-forme qui localement se prolonge, vers le haut, sous forme de biostromes ou de récifs de plate-forme, et par des rampes carbonatées qui se sont formées au-dessus des monticules et s'étendent latéralement au-dessus et à l'intérieur des faciès clastiques. Les composantes de moindre importance sont les groupes de biohermes ou de monticules récifaux formés en bordure des rampes carbonatées ou sur la pente frontale des marges récifales.

La partie inférieure de la succession de plate-forme, représentée par la Formation de Flume, est constituée d'une dolomie gris sombre, généralement caractérisée par la présence de stromatoporoïdes, de coraux et de nodules de chert. Elle a environ 30 m d'épaisseur sur la crête d'Alberta Ouest et s'épaissit jusqu'à environ 130 m sur le versant occidental de la crête, et environ 250 m dans l'extrême sud des Rocheuses, où des roches équivalentes sont attribuées à la Formation de Hollebeke (Price, 1965). La partie basale des coupes plus épaisses contient une composante clastique de grès quartzeux et de carbonate silteux ou argileux qui prennent une couleur gris jaunâtre ou brunâtre en surface altérée et peuvent atteindre 36 m

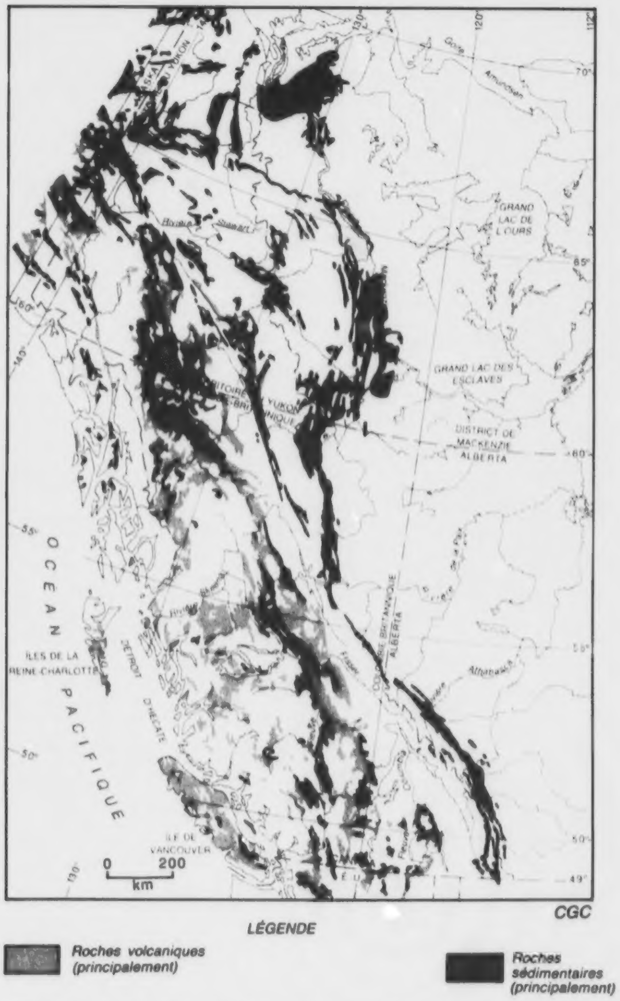


Figure 8-1. Distribution des roches volcaniques et sédimentaires du Dévonien supérieur au Jurassique moyen dans la Cordillère canadienne.

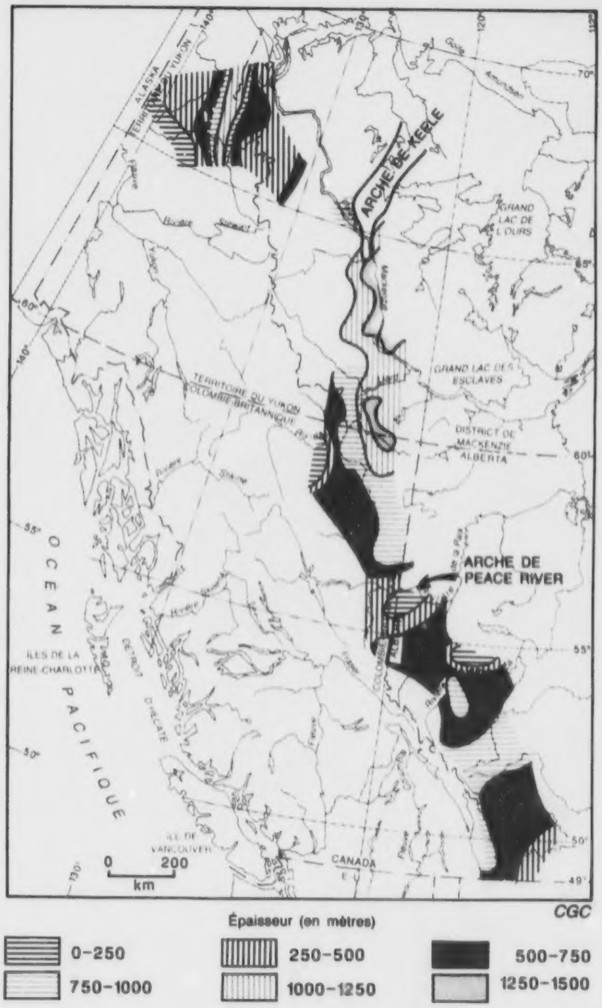


Figure 8-2. Carte isopaque des couches du Givétien moyen au Famennien (Système dévonien). Les variations d'épaisseur y sont plus irrégulières que dans les strates du Dévonien inférieur et moyen (voir chapitre 7).

d'épaisseur dans les Rocheuses centrales et 57 m dans les Rocheuses du Sud.

Le long du sillon des Rocheuses du Sud, jusqu'à 60 m de dolomie fossilifère grise et de grès quartzeux de la Formation de Starbird reposent en concordance sur les roches mixtes carbonatées et clastiques des formations de Harrogate et de Mount Forster. La Formation de Starbird est équivalente à la succession de plate-forme de Flume-Hollebeke (Norford, 1981); ses composantes terrigènes sont peut-être issues de sources situées à l'ouest (Reesor, 1973).

Les groupes de biostromes ou de récifs de plate-forme reposent directement sur la succession de plate-forme carbonatée. Les épaisseurs augmentent généralement vers l'ouest, de 200 m dans les Front Ranges, jusqu'à 365 m. La partie inférieure, attribuée à la Formation de Cairn ou aux formations de Cairn et de Borsato, se compose largement de biostromes dolomitiques gris sombre à stromatoporoïdés (fig. 8-7) et peut inclure la Formation de Flume sous-jacente, là où les formations de Flume et de Cairn ne peuvent être différenciées (planche 16). La Formation de Cairn passe vers le haut au carbonate gris clair de la Formation de Southesk qui à son tour comprend la partie supérieure du récif (Membre de Peechee), les rampes carbonatées postrécifales (membres de Grotto et d'Arcs) et les carbonates postérieurs à la séquence de Fairholme (Membre de Ronde, membre sommital du Groupe de Fairholme). La partie supérieure gris clair du membre récifal de Peechee de la Formation de Southesk, est dominée par un calcaire laminé qui passe latéralement à des biostromes à stromatoporoïdés sur la marge récifale. Souvent, le long de la pente frontale des marges récifales, les langues carbonatées du récif inférieur (Formation de Cairn) se prolongent vers l'extérieur à travers la succession de

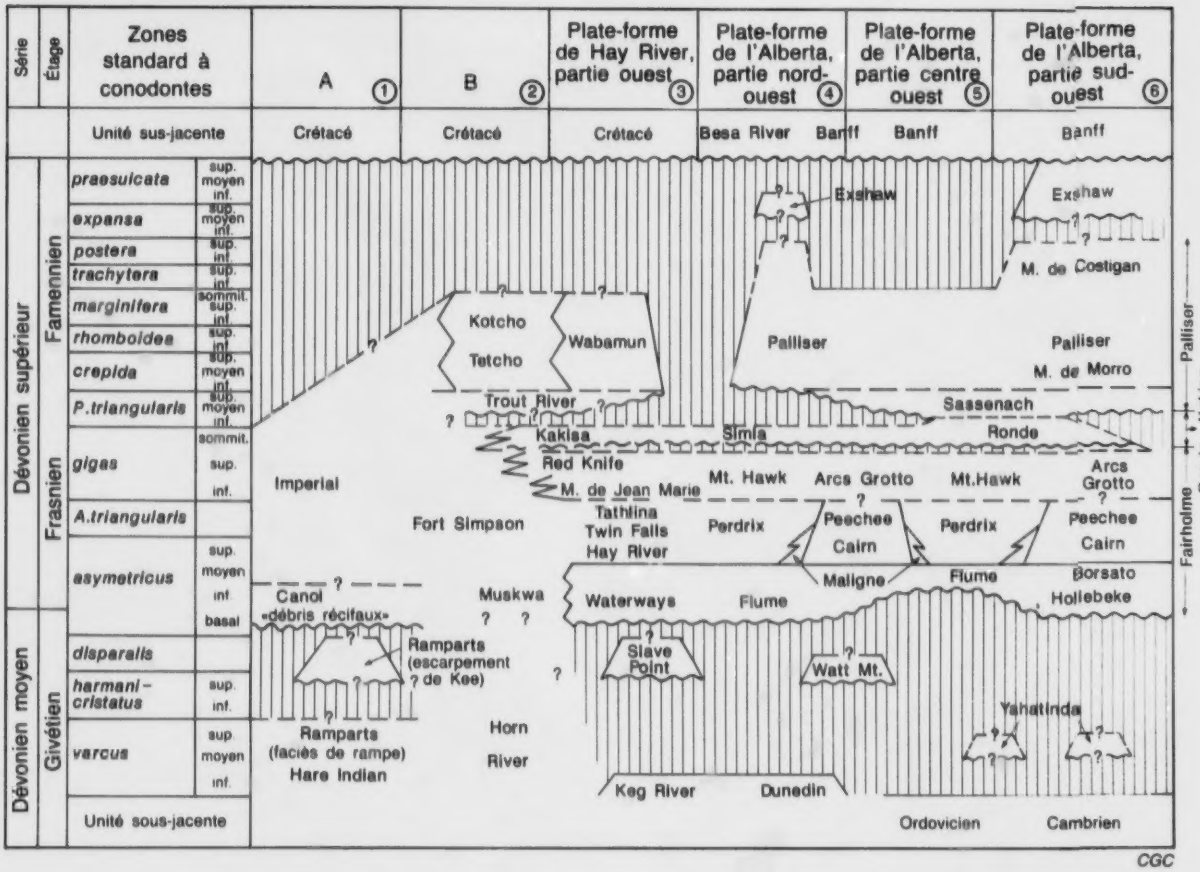


Figure 8-3. Tableau de corrélation des formations de la partie supérieure du Dévonien moyen et du Dévonien supérieur avec les zones standard à conodontes. Les formations sont regroupées en trois séquences: séquences de Fairholme, de Ronde-Kakisa et de Palliser. La position des régions A et B est indiquée à la figure 8-4.

plate-forme sous-jacente (fig. 8-7) et passent au faciès de mudstone et calcaire laminés gris sombre de la Formation de Maligne, qui à son tour devient argileux et noduleux en direction du bassin; la Formation de Maligne atteint parfois 40 m d'épaisseur près des complexes récifaux (fig. 8-7).

Des rampes carbonatées se sont formées sur la plupart des récifs. Elles sont caractérisées par des couches souvent épaisses de calcaire gris clair, constituées de grainstone et de quantités mineures de mudstone, passant à un packstone attribué au Membre d'Arcs. Ces rampes se prolongent vers l'extérieur à travers des bassins à remplissage clastique et passent latéralement au calcaire noduleux à fossiles de la partie supérieure de la Formation de Mount Hawk, qui est l'équivalent de la Formation de Nisku à l'est, en subsurface. La partie inférieure de ce faciès de rampe n'apparaît que localement et se compose de la roche carbonatée à coraux, gris sombre, légèrement argileuse, du Membre de Grotto.

Des groupes de biohermes ou de monticules récifaux existent le long de la pente frontale des marges récifales et paraissent dominés par divers types d'algues (Mountjoy et Riding, 1981). D'autres biohermes sont présents en bordure des rampes carbonatées (fig. 8-8). Leur lithologie dominante est caractérisée par la présence de mudstone calcaire et de structures stromatolitiques bien visibles. Ces constructions sont probablement équivalentes aux biohermes similaires de la Formation de Nisku en subsurface (Krause, 1984).

Le faciès clastique se présente sous forme de dépôts clastiques basaux relativement grossiers au niveau de la surface d'érosion recouverte par la séquence de Fairholme, sous forme de composante argileuse fine dans les sédiments anoxiques initiaux (Formation de Perdrix) recouvrant la succession de plate-forme carbonatée et occupant les espaces entre les récifs, et sous forme d'épais remplissage silto-argileux de bassin (partie inférieure de la Formation de Mount Hawk), qui a formé un biseau d'aggradation sur la topographie du récif (fig. 8-3, 8-7).

Les roches clastiques basales de la partie inférieure de la plate-forme carbonatée (Flume-Hollebeke) ont été examinées plus haut. Le mudstone calcaro-argileux anoxique ou le shale calcareux de la Formation de Perdrix se reconnaissent à leur couleur noire, leur forte teneur en matières

organiques et leur signature radioactive distincte. En direction des complexes récifaux, la Formation de Perdrix passe progressivement à la Formation de Maligne, et en subsurface à l'est, l'unité est corrélative de la Formation de Duvernay (fig. 8-3, 8-7). L'épaisseur varie de nulle sur les marges récifales à plus de 100 m dans les régions lointaines du bassin. La Formation de Perdrix est l'équivalent chronostratigraphique des récifs de Cairn et de Peechee.

Le remplissage de bassin de la partie inférieure de la Formation de Mount Hawk se compose d'un shale silto-calcareux très finement stratifié à laminé, dont la couleur

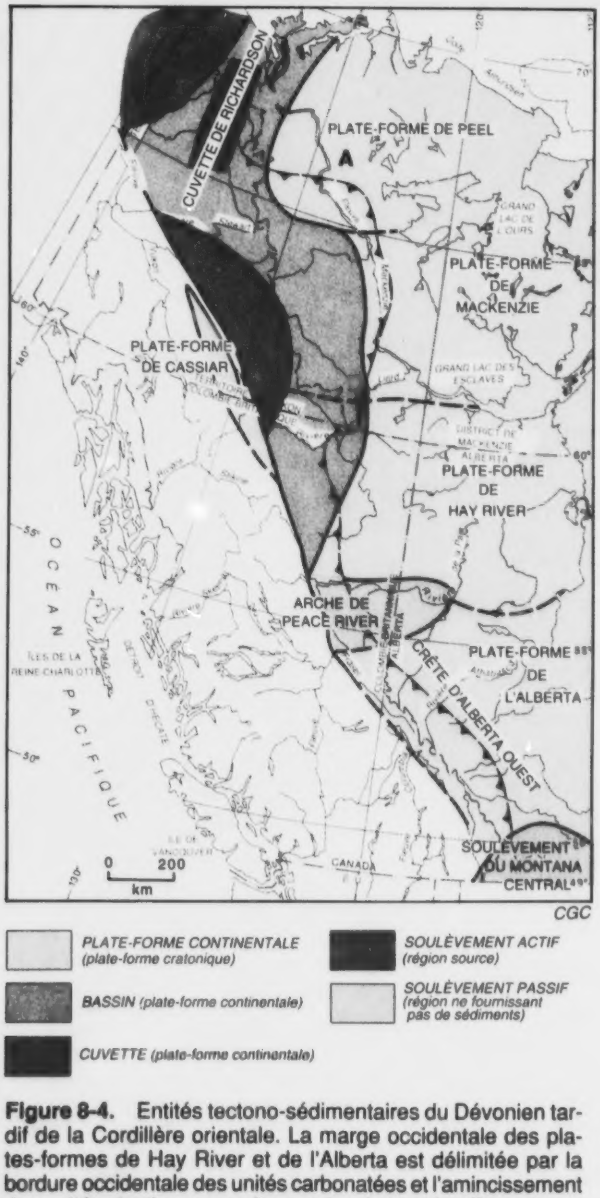


Figure 8-4. Entités tectono-sédimentaires du Dévonien tardif de la Cordillère orientale. La marge occidentale des plates-formes de Hay River et de l'Alberta est délimitée par la bordure occidentale des unités carbonatées et l'amincissement des unités clastiques vers l'ouest. Les lettres A et B représentent les régions mentionnées dans les deux premières colonnes de la figure 8-3.

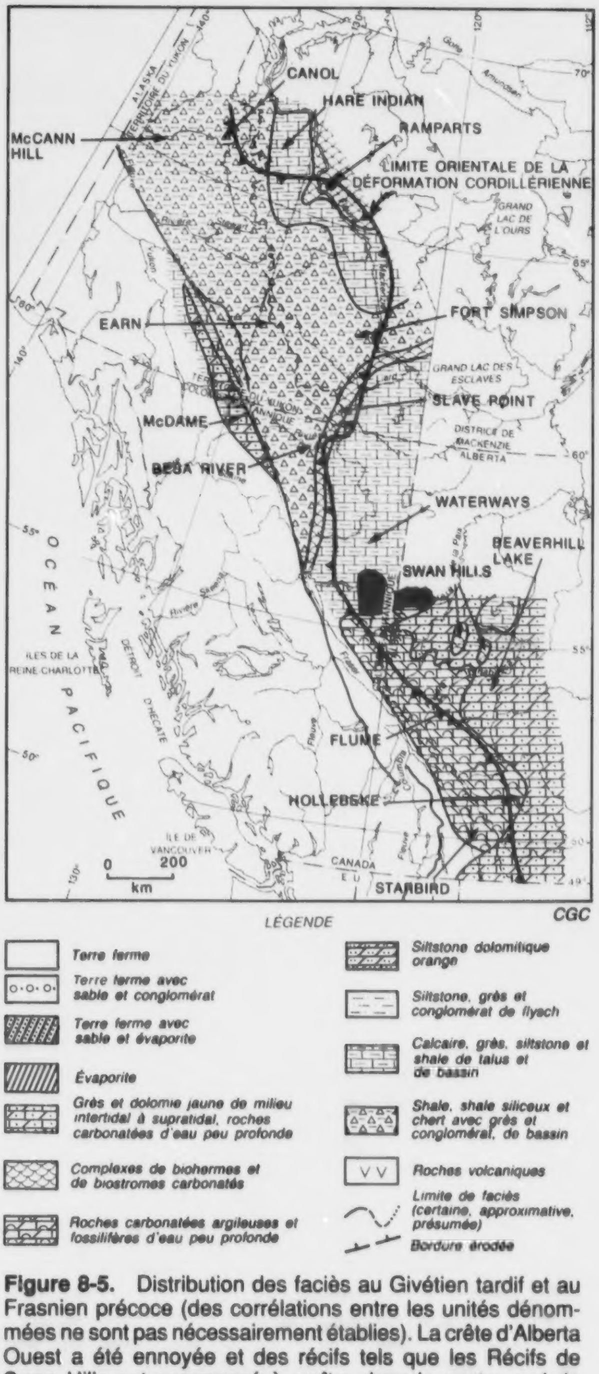


Figure 8-5. Distribution des faciès au Givétien tardif et au Frasnien précoce (des corrélations entre les unités dénommées ne sont pas nécessairement établies). La crête d'Alberta Ouest a été ennoyée et des récifs tels que les Récifs de Swan Hills ont commencé à croître dans le centre sud de l'Alberta.

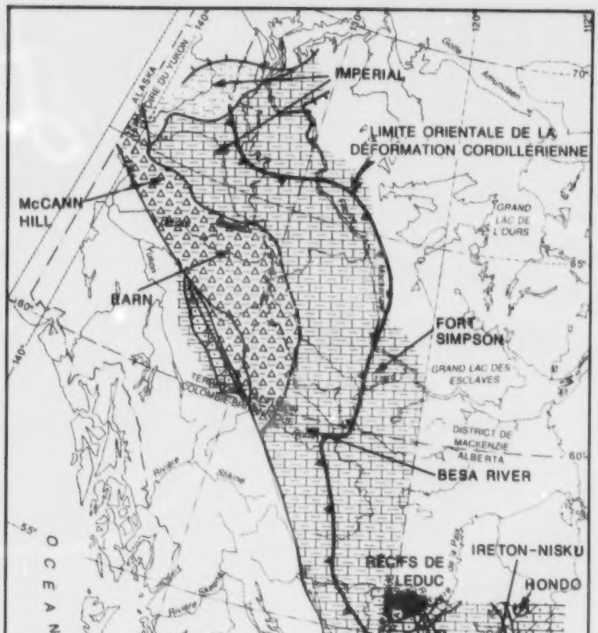


Figure 8-6. Distribution des faciès au Frasnien moyen (des corrélations entre les unités dénommées ne sont pas nécessairement établies). À cette époque, les récifs ont atteint leur croissance maximale dans les Rocheuses du Sud et dans les Plaines intérieures. Les roches clastiques provenant du nord (Imperial) et de l'ouest (Earn) étaient dominantes au nord. La légende accompagne la figure 8-5.

varie du gris sombre au gris verdâtre, ce qui suggère surtout un milieu oxygéné. L'unité recouvre les formations de Perdrix et de Maligne ou les prolongements de la Formation de Cairn. Dans leurs faciès lointains de bassin, la Formation de Perdrix et la partie inférieure de la Formation de Mount Hawk montrent des lithologies similaires et sont difficiles à séparer, tandis que près des complexes récifaux, la partie inférieure de la Formation de Mount Hawk se caractérise par d'abondantes bandes de calcaire. L'épaisseur du remplissage de bassin varie de nulle sur les marges récifales à plus de 300 m dans les régions de bassin. Le long des marges des complexes récifaux, les couches de débris issus du récif permettent de séparer les formations de Perdrix et de Mount Hawk (fig. 8-7) et démontrent que la partie inférieure de la Formation de Mount Hawk représente probablement en totalité un stade de comblement ultérieur à l'édification du récif (Mountjoy et Mackenzie, 1973).

Le faciès carbonaté du Givétien supérieur et du Frasnien inférieur de la séquence de Fairholme s'est formé dans un milieu d'eau chaude et limpide peu profond, à l'intérieur d'une mer épicontinentale qui transgressait vers le sud sur la plate-forme cratonique (transgression de Taghanic). La cyclicité des constructions récifales témoigne des fluctuations répétées du niveau de la mer. Durant les premières phases de la transgression, les matériaux terrigènes, sans doute principalement issus de sources locales, ont été remaniés par la mer en progression et ont été incorporés à la partie inférieure de la plate-forme carbonatée. Dans la partie sud-est du Domaine de l'avant-pays, la proportion relative de ces matériaux diminue jusqu'à l'endroit où la partie inférieure de la Formation de Hollebeke n'est que moyennement argileuse. Cependant, plus à l'ouest, des carbonates de plate-forme à stromatoporoïdés de couleur grise sont interstratifiés avec un quartzite (Starbird). Au Frasnien précoce, ces carbonates de plate-forme ont dans leur ensemble fusionné et se sont répandus vers l'est (Flume, Hollebeke supérieur). Les lithologies de la plate-forme passent de mudstone et wackestone à brachiopodes à la base de la succession, à des biostromes à coraux et stromatoporoïdés plus haut.

Au Frasnien moyen, la vaste plate-forme carbonatée a servi d'assise à de longues zones récifales linéaires de direction générale nord-est (fig. 8-6), dont le développement est souvent imputé à une rapide montée du niveau de la mer (Cook, 1972; Mountjoy, 1980; Moore, sous presse). Comme le taux de croissance des biostromes à coraux et stromatoporoïdés a probablement de loin dépassé le taux d'épirogenèse ou le taux de variation eustatique à long terme du niveau de la mer (Schlager, 1981), il est possible que l'arrivée soudaine d'une masse d'eau pauvre en oxygène et contenant une faible quantité de matériaux clastiques terrigènes très fins (formations de Maligne et de Perdrix) ait mis un terme à la croissance des organismes, en particulier des stromatoporoïdés, qui se développaient dans des régions relativement basses. Les régions plus élevées n'ont pas été affectées par cette masse d'eau, ce qui a permis à la croissance des récifs de se poursuivre vers le haut (Geldsetzer, 1984). Le faible taux d'accumulation des mudstones argileux noirs et anoxiques, comparativement à celui des carbonates organiques, a créé un relief significatif qui, le long du complexe récifal d'Ancient Wall situé au nord-ouest de Jasper (fig. 8-6, 8-7), dépasse 150 m.

Selon Andrichuk (1961), la position et l'orientation des zones récifales linéaires de direction générale nord-est, situées dans le centre sud de l'Alberta, s'expliqueraient par la présence d'une zone charnière de direction générale nord-est, associée à des failles dans le socle précambrien. Ces directions suivent étroitement les anomalies magnétiques de direction générale nord-est situées au-dessous de la plate-forme de l'Intérieur (fig. 2-30).

La croissance des récifs s'est poursuivie le long du domaine récifal occidental (Assemblage de Rocky Mountains), pendant que les récifs du domaine oriental (récifs de Leduc dans la subsurface des Plaines intérieures) étaient ensevelis par une plaine alluviale progradante vers l'ouest, composée de shale gris-vert (Formation d'Ireton). Une interruption de la montée du niveau de la mer a eu pour effet d'exposer à l'air libre la partie

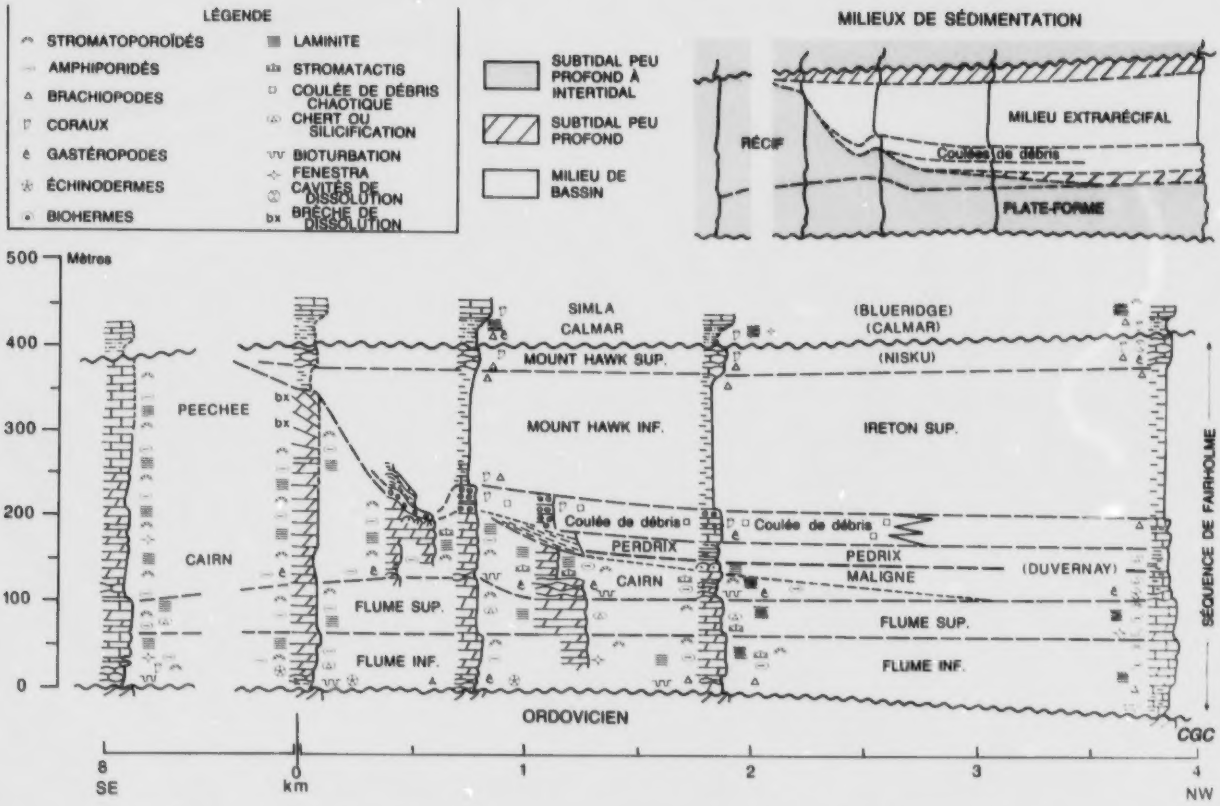


Figure 8-7. Coupe stratigraphique de la marge sud-ouest du Complexe récifal d'Ancient Wall (Dévonien supérieur) montrant la relation entre le récif et la zone au large. Les milieux de sédimentation déduits de l'étude sont représentés dans le diagramme sus-jacent. La position du Complexe récifal d'Ancient Wall est représentée à la figure 8-6.

nord-ouest du domaine récifal (Ancient Wall), de permettre la bréchification locale du récif supérieur, et probablement la formation de nombreuses coulées de débris issues du récif. Ces brèches de pente frontale sont interdigitées avec les couches les plus basses du remplissage de bassin progradant vers l'ouest, qui s'était étendu au domaine récifal occidental (partie inférieure de la Formation de Mount Hawk-partie supérieure de la Formation d'Ireton) et a finalement comblé les dépressions topographiques des récifs occidentaux (fig. 8-7). En réponse à une réduction graduelle des apports terrigènes, le shale de la partie inférieure de la Formation de Mount Hawk fait place, vers le haut, au wackestone noduleux et fossilifère de la partie supérieure de la Formation de Mount Hawk. À proximité et au-dessus de la plupart des complexes récifaux, ces roches passent latéralement et vers le haut au wackestone d'eau plus profonde du Membre de Grotto et finalement au grainstone d'eau peu profonde du Membre d'Arcs de la Formation de Southesk.

Séquence de Ronde-Kakisa (Frasnien sommital)

Dans les Rocheuses du centre et du Nord, la séquence de Ronde-Kakisa est représentée par le Membre de Ronde de la Formation de Southesk et par la Formation de Simla (fig. 8-3, 8-9). Le Membre de Ronde est une unité variable, pouvant atteindre 55 m d'épaisseur, caractérisée par une dolomie silteuse de milieu subtidal à supratidal et un siltstone calcareux interstratifié; des polygones de dessiccation et des figures en «teepee» sont présentes. La Formation de Simla, qui parfois atteint 70 m d'épaisseur, est un grainstone fossilifère qui vers le haut passe à un calcaire gris clair, massif et résistant, à stromatoporoïdés. Souvent, ces deux unités recouvrent le siltstone rouge, gris et vert de la Formation de Calmar (jusqu'à 20 m d'épaisseur). Au nord (fig. 8-9), la Formation de Kakisa, équivalent de la Formation de Simla, se compose de calcaire dolomitique silteux comportant des biostromes à coraux et à stromatoporoïdés bien marqués.

La séquence s'est formée durant un bref épisode de régression au Frasnien tardif. Après le comblement des bassins inter-récifaux (Formation de Mount Hawk), un abaissement du niveau de la mer a provoqué l'émersion des grainstones chapeautant les récifs (Membre d'Arcs, partie supérieure de la séquence de Fairholme) et leur érosion au-dessus de certains récifs. Des silts, probablement issus de sources situées au nord (arche de Peace River), à l'est et au sud, se sont répandus sur la partie sud de la plate-forme de l'Alberta et ont permis l'établissement d'une plaine d'inondation côtière de grande étendue (Formation de Calmar) qui a fait place à un milieu subtidal à supratidal contenant localement des marais salants (Membre de Ronde). Dans les régions à circulation plus libre, s'est déposé un calcaire fossilifère (Formation de Simla et son équivalent oriental de subsurface, le Membre de Blue Ridge de la Formation de Graminia; fig. 8-9).

Séquence de Palliser (Famennien inférieur et moyen)

Dans les Rocheuses, la séquence de Palliser est représentée par la Formation de Sassenach et la Formation de Palliser sus-jacente (fig. 8-3, 8-10; planche 17). La Formation de Sassenach (McLaren et Mountjoy, 1962) repose sur une surface d'érosion qui couvre la majeure partie de l'ancien domaine récifal. Les sédiments de cette formation ont comblé les dépressions résiduelles le long de la marge occidentale des domaines récifaux, et elle présente donc de ce fait une épaisseur très variable. À son stratotype, elle atteint plus de 180 m d'épaisseur et se compose d'un membre inférieur (148 m) de mudstone silteux, plus ou moins calcareux, de couleur gris sombre à gris verdâtre, contenant dans ses couches basales des débris récifaux allochtones. Le membre supérieur (>32 m) se compose de calcaire gréseux et de grès calcareux de granulométrie moyenne à grossière. La Formation de Palliser surmonte la Formation de Sassenach en concordance régionale et se divise en deux membres. Le membre inférieur, le Membre de Morro, qui localement atteint 530 m d'épaisseur dans les Rocheuses centrales (Geldsetzer, 1982), se compose d'un calcaire massif de couleur grise, souvent bioturbé, formant des falaises, et est caractérisé par la présence de pellets de mudstone calcaire. Le Membre de Costigan renferme jusqu'à 75 m de calcaire et dolomie fossilifères, en plaquettes et siliceux. La Formation de Palliser forme le

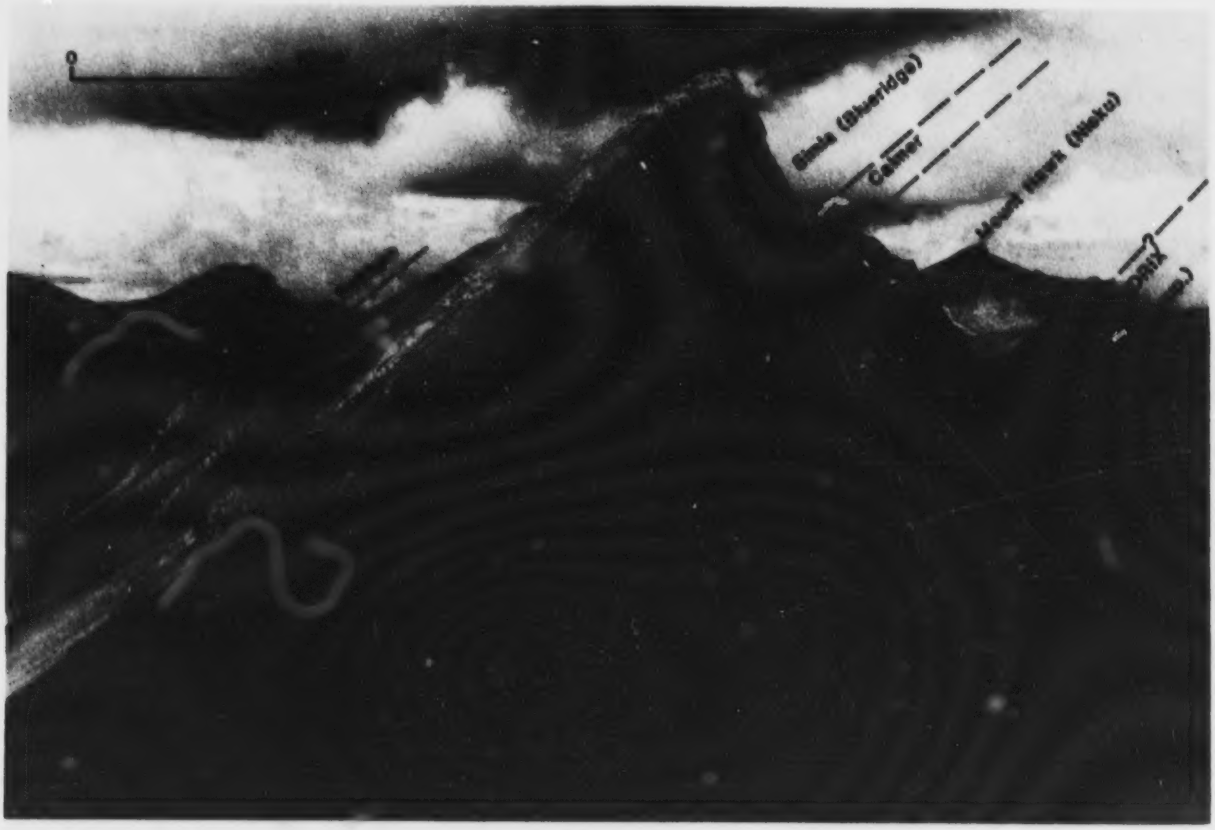
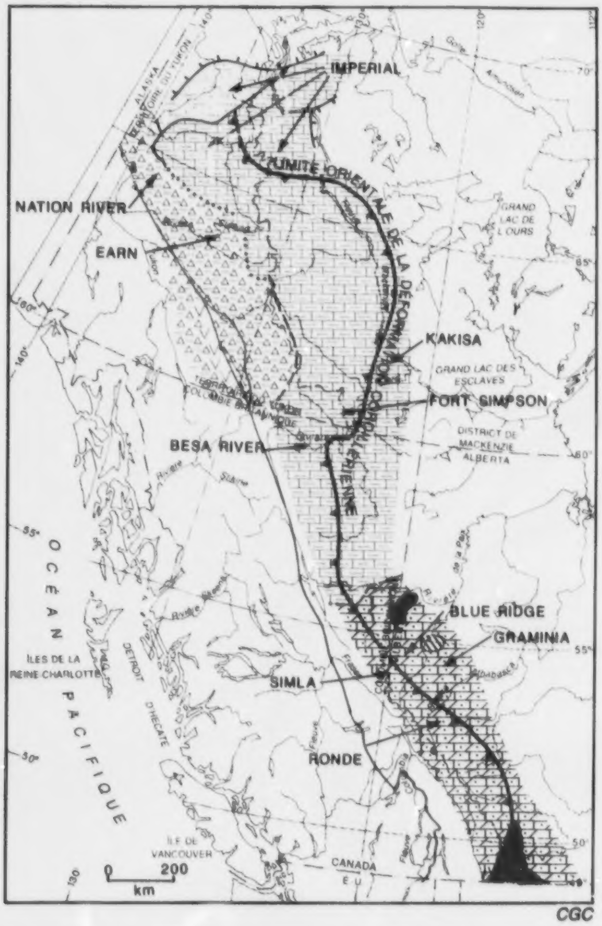


Figure 8-8. Monticules de boues carbonatées à coraux (ou biohermes) dans les calcaires argileux de la Formation de Mount Hawk, dans la région du col Winnifred, près du ruisseau Kvass dans les Rocheuses du Sud, en Alberta (à environ 40 km au nord-ouest du Complexe récifal d'Ancient Wall). (Photo: A. Geldsetzer). GSC 205235(2).

plus bas niveau d'une séquence tripartite caractéristique, composée de calcaire (Formation de Palliser), de shale calcareux et de calcaire argileux peu résistants (formations d'Exshaw-Banff) et de calcaire gris massif formant des falaises (Groupe de Rundle), qui caractérise clairement plusieurs nappes de charriage dans les Front Ranges.

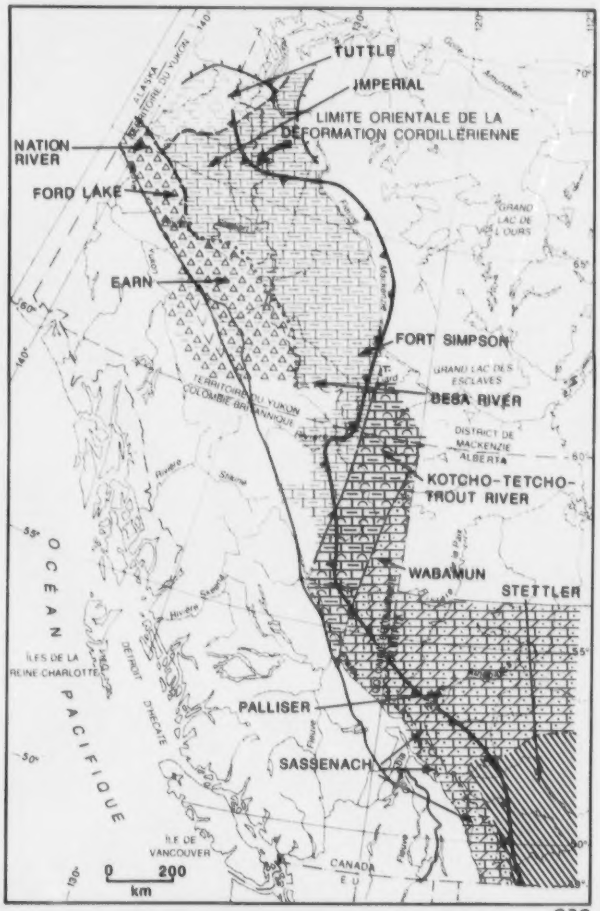
La limite entre le Frasnien et le Famennien, qui dans le Domaine de l'avant-pays méridional se trouve au contact de la Formation de Sassenach et du Membre de Ronde (fig. 8-3), et au nord au contact des formations de Kakisa et de Trout River, coïncide avec un changement soudain de la faune et de la flore qui s'observe à l'échelle du globe. La cause en est probablement un important brassage des eaux océaniques (Geldsetzer et al., 1987) résultant peut-être d'un impact de météorite (McLaren, 1982). L'effet sur la sédimentation carbonatée a été prononcé, puisque ce niveau marque la fin de la plupart des espèces de coraux rugueux (Pedder, 1982) et des faunes de stromatoporoïdés, qui sont les principaux constructeurs de récifs.

La séquence de Palliser marque la dernière transgression dévonienne de grande étendue sur la plate-forme cratonique du miogéoclinal. Au Famennien précoce, des éléments clastiques terrigènes (partie inférieure de la Formation de Sassenach) ont été transportés de l'ouest dans de grandes dépressions bordant la marge occidentale de l'ancien domaine récifal qui n'avait pas été entièrement comblé par le shale de Mount Hawk du Frasnien supérieur (fig. 8-10). Après l'aggradation survenue dans ces dépressions résiduelles, un carbonate silteux et un mudstone se sont étendus vers l'est sur la plate-forme cratonique (partie supérieure de la Formation de Sassenach). Cet épisode a été suivi d'une période de sédimentation de carbonates purs sur de grandes étendues (Formation de Palliser) et, au sud-est dans les Plaines intérieures, de l'accumulation



CGC

Figure 8-9. Distribution des faciès au Frasnien tardif (des corrélations entre les unités dénommées ne sont pas nécessairement établies). Cette époque a été marquée par la disparition des complexes récifaux en Alberta. La légende accompagne la figure 8-5.



CGC

Figure 8-10. Distribution des faciès au Famennien (les corrélations entre les unités dénommées ne sont pas nécessairement établies). La sédimentation carbonatée est à nouveau prédominante en Alberta, mais les récifs sont inexistants. La légende accompagne la figure 8-5.

de sédiments dominés par la présence d'évaporites (Formation de Stettler). Vers le nord, le carbonate passe latéralement à un carbonate argileux et à un shale (formations de Kotcho, de Tetcho et de Trout River; fig. 8-10), et par conséquent à des roches silicoclastiques (formations de Besa River, de Fort Simpson, d'Earn, de Ford Lake, de Nation River, d'Imperial et de Tuttle). La séquence de Palliser est suivie du shale noir et bitumineux de la partie inférieure de la Formation d'Exshaw (Famennien tardif) qui s'est accumulé dans un milieu anaérobie à la fin de l'intervalle correspondant à la séquence de Palliser, alors que la partie supérieure de la Formation d'Exshaw représente l'épisode régressif qui a précédé la transgression du Carbonifère précoce.

Roches clastiques du Dévono-Mississippien du Domaine de l'avant-pays et du Domaine d'Omineca

S.P. Gordey

Avant le Dévonien tardif, le miogéoclinal de la Cordillère se composait d'une vaste plate-forme en eau peu profonde de type carbonaté-clastique, bordée à l'ouest par un shale et un carbonate d'eau profonde. Avant le Dévonien tardif, les sédiments clastiques étaient dérivés du craton, à l'est. Au Dévonien tardif, ce régime s'est abruptement modifié en raison de l'apport de sédiments clastiques, riches en chert et turbiditiques, en provenance de l'ouest et du nord. Dès le Mississippien moyen, les apports sédimentaires en provenance de l'ouest et du nord ont nettement diminué et le régime de sédimentation clastique-carbonatée marine, avec afflux d'éléments clastiques issus du craton, a été rétabli (fig. 8-11).

Le contexte tectonique de la sédimentation clastique est imparfaitement compris. Des indices de plutonisme et de métamorphisme n'ont été notés que dans l'extrême nord du Yukon (Norris et Yorath, 1981; Norris, 1981a, b) et des indices de volcanisme ne l'ont été que dans le centre du Yukon (Gordey, 1981b; Mortensen, 1982). Sauf dans le nord du Yukon, où des plissements et une discordance angulaire antérieurs au Mississippien tardif ont été reconnus (Bell, 1974; Norris et Yorath, 1981), les structures observées ne comprennent que des failles locales de fort pendage et les disconformités associées. Des portions de la succession clastique ont été diversement interprétées comme attribuable à une tectonique de rifting et de séparation continentale (Tempelman-Kluit, 1979a, b), à des décrochements (Eisbacher, 1983) et au soulèvement de terranes sources inconnus à l'ouest, causé par un épisode de chevauchement ou d'orogenèse (p. ex. Gabrielse, 1976).

Les descriptions des roches clastiques se réfèrent à trois assemblages (fig. 8-11A): (1) l'Assemblage d'Imperial (Givétien-Tournaisien moyen), dont les sédiments proviennent du nord du Yukon, (2) l'Assemblage d'Earn (Frasnien-Viséen), qui représente des strates clastiques grossières dérivant de l'ouest, et (3) l'Assemblage de Besa River, qui représente un mélange de roches clastiques fines des bordures est et sud des assemblages d'Imperial et d'Earn, ainsi que des roches clastiques fines qui sont peut-être issues du craton, à l'est.

Assemblage d'Imperial

Dans le nord du Yukon, le régime de plate-forme carbonatée segmentée, qui s'est maintenu pendant une grande partie du Dévonien précoce et du Dévonien moyen, a été suivi au Givétien par le dépôt d'un shale et d'un chert qui abritaient des complexes récifaux carbonatés locaux. Du Frasnien au Mississippien précoce, le régime de sédimentation s'est modifié radicalement, des matériaux clastiques provenant du nord ayant inondé la région. Il semble que la source se trouvait à l'intérieur d'une région soulevée du nord du Yukon, au coeur de laquelle existaient des plutons qui étaient, au moins en partie, du même âge (fig. 8-11A). Ce qui suit est largement le résumé des synthèses régionales faites par Pugh (1983) et Norris (1985).

Cinq formations constituent l'Assemblage d'Imperial, qui s'échelonne de la fin du Dévonien moyen au Carbonifère; de bas en haut, ce sont les formations de Hare Indian (identifiée à l'est), de Canol, d'Imperial, de Tuttle et de Ford Lake. Les roches clastiques équivalentes situées dans la chaîne de Brooks en Alaska comprennent le Conglomérat de Kanayut (fig. 8-12), la Formation de Kayak sus-jacente et les formations de Noatak et Hunt Fork sous-jacentes.

La Formation de Hare Indian (150-180 m), à la base de l'assemblage, englobe un shale bitumineux de couleur gris brunâtre très sombre ou noire, partiellement non calcareux, parfois calcareux, localement appelé «membre de Bluefish» (10-30 m). Un shale calcareux gris sombre contenant moins de 10 % de siltstone calcareux et de calcaire argileux ou silteux interstratifiés constituent la partie supérieure de la formation. Les couches inférieures indiquent une sédimentation dans un milieu euxinique peu profond, tandis que les portions supérieures reflètent peut-être l'influence d'un milieu marin à circulation libre. Le contact inférieur de la Formation de Hare Indian est concordant avec le carbonate du Dévonien (Formation de Hume). Une grande variété de fossiles (en particulier conodontes, ostracodes, ammonoïdés et brachiopodes) indiquent un âge givétien. De puissants carbonates récifaux de la Formation de Ramparts sont localement contenus dans la Formation de Hare Indian (fig. 8-5, 8-11 B).

La Formation de Canol (110-225 m) se compose de shale non calcareux gris sombre présentant en surface altérée une couleur grise, brun rouille ou noir de jais. Ce shale sombre, bien visible, marque la fin de la sédimentation carbonatée du Dévonien dans toute la Cordillère septentrionale et traduit le passage soudain d'un milieu peu profond à un milieu marin beaucoup plus profond (fig. 8-5). Immédiatement avant la sédimentation de la Formation de Canol, les parties est, sud-est et sud de la région ont été soulevées et érodées, produisant ainsi un hiatus d'importance variable, sous-jacent à cette formation. Les palynomorphes et conodontes indiquent que la Formation de Canol date du Givétien tardif.

La Formation d'Imperial (540-1 690 m) englobe principalement un shale à grain fin présentant en surface altérée une couleur brune à gris vert, un siltstone, un grès et des quantités mineures de calcaire. Dans la région de son stratotype, situé dans l'est des monts Mackenzie, ses strates représentent des sédiments marins alternativement littoraux et océaniques, issus d'une région source située à l'est (Hills et Braman, 1978; Chi et Hills, 1974).

Cependant, au nord et à l'ouest, la Formation d'Imperial se compose principalement d'une turbidite (voir par exemple les figures 8-13 et 8-14). Dans cette région, les empreintes de charge, les «flute casts» (moulages en flûte) et les figures d'objets indiquent un paléocourant dirigé vers le sud. Les coupes les plus épaisses se trouvent près de la région inférieure de la rivière Peel (fig. 8-13). Le contact inférieur est net, et concordant avec la Formation de Canol sous-jacente. L'âge de la Formation d'Imperial, tel qu'indiqué par l'étude des brachiopodes, des palynomorphes et des conodontes, se situe entre le Frasnien précoce et le Famennien précoce.

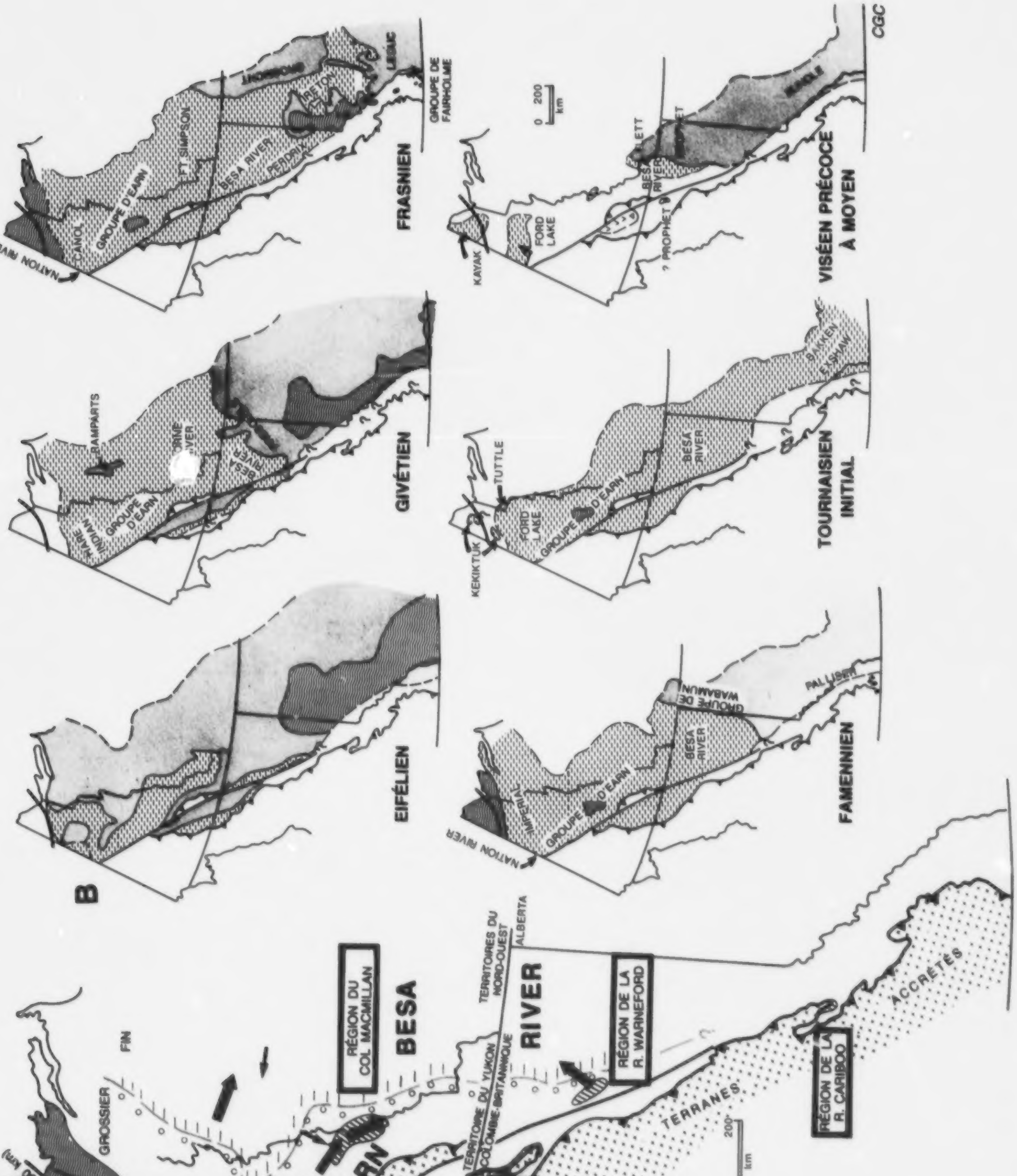
Une succession où alternent des roches clastiques fines et grossières, la Formation de Tuttle (870-1 420 m), surmonte la Formation d'Imperial, et représente la partie la plus grossière de cet assemblage clastique. Comme la Formation d'Imperial, la Formation de Tuttle atteint sa puissance maximale dans la région de la rivière Peel et se compose de couches alternées de conglomérat à cailloux de chert, de grès quartzeux et cherteux très mal triés, de siltstone, de shale brun grisâtre sombre et de charbon très peu abondant (fig. 8-15). Les matériaux conglomératiques se composent de chert blanc, chamois, gris, jaune, orange et vert pâle. Par endroits, les clastes du conglomérat comprennent aussi un chert noir, un feldspath blanc(?) et des fragments de grès de la Formation d'Imperial. Il est possible que les cherts blancs, noirs et verts proviennent du nord du Yukon, où des cherts de mêmes couleurs, en particulier une variété de chert vert distinctement rubané, ont souvent été observés. Le contact basal de la Formation de Tuttle avec la Formation d'Imperial est localement quasi-concordant (Braman, 1981); en d'autres endroits le contact apparaît diachronique et devient plus récent au sud. Deux modèles de sédimentation de la Formation de Tuttle ont été proposés. Lutchman (1977) a interprété la formation comme une séquence clastique, progradante vers le sud, d'origine fluviodeltaïque. Hills et Braman (1978) ont interprété quelques roches appartenant à la Formation de Tuttle comme faisant partie d'une séquence turbiditique, à l'intérieur de laquelle les empreintes de charge, les «flute casts» et les figures d'objets indiquent un paléocourant dirigé vers le sud. Les palynomorphes provenant de la Formation de Tuttle indiquent un âge compris entre le Dévonien terminal et le Tournaisien moyen.

La Formation de Tuttle est recouverte à une localité par le shale de Ford Lake (700 m) en concordance (Pugh, 1983), et ailleurs par des strates du Crétacé et localement du Permien en discordance. Là où la Formation de Tuttle est absente, la Formation de Ford Lake repose directement sur la Formation d'Imperial (Pugh, 1983). La Formation de Ford Lake se compose de shale pyriteux noir, d'orthoquartzite, de siltstone siliceux finement stratifié, localement de grès cherteux, de shale silteux noir et de chert stratifié noir (fig. 8-10, 8-11B). Son âge se situe entre le Dévonien tardif et le Viséen, et elle est au moins en partie équivalente à la Formation de Tuttle. La partie inférieure de la Formation de Ford Lake représente peut-être un cycle de transgression marine, avec réduction des apports clastiques suite à la progradation du prisme de roches clastiques des formations d'Imperial et de Tuttle. Sa partie supérieure pourrait représenter une régression marine ayant précédé la sédimentation du carbonate sus-jacent des formations de Hart River et de Calico Bluff (fig. 8-12).

Dans le nord du Yukon, les intrusions ignées du Paléozoïque varient en composition du granite et à la monzodiorite, en passant par la monzonite quartzique, et se présentent sous forme de stocks isolés ou de coupoles ou même de batholites couvrant des centaines de kilomètres carrés (Norris et Yorath, 1981; Norris, 1983). Bien que toutes aient été groupées dans le Dévonien (Norris, 1981a, b), la vaste fourchette des âges radiométriques (406 à 220 Ma collectivement pour les intrusions de Fitton, Sedgewick, Ammerman, Dave Lord, Schaffer et Old Crow), l'altération météorique et l'altération hydrothermale intenses suggèrent que certains de ces âges sont peu significatifs. Les âges radiométriques maximaux attribués à chaque pluton, qui indiquent peut-être l'âge minimal du plutonisme, se situent entre 354 et 406 Ma (du Dévonien initial au Mississippien précoce).

Dans le nord du Yukon, le caractère de l'activité tectonique au Paléozoïque tardif demeure obscur en raison de la rareté des affleurements et de l'absence de datation précise des événements plutoniques. Le contact entre les unités du prisme de roches clastiques (formations d'Imperial et de Tuttle) et les roches plus récentes est souvent discordant. Bell (1974) a indiqué que l'âge du hiatus diminue du nord-ouest au sud-est, et que l'intervalle de temps qu'il représente diminue dans la même direction. Localement, une discordance angulaire sépare les couches de la

Figure 8-11A. Distribution des faciès dans les strates clastiques du Dévono-Mississippien de la Cordillère canadienne. Le trait rouge épais montre la subdivision informelle en trois assemblages: un assemblage septentrional (Imperial) ayant sa source dans le nord du Yukon; un assemblage méridional (Earn) de roches clastiques grossières ayant généralement leur source à l'ouest; et un assemblage oriental (Besa River) de roches clastiques fines provenant à la fois du nord, de l'ouest et peut-être aussi du craton. Les petits cercles montrent la limite orientale des grès et conglomérats. Les grandes flèches indiquent un paléoécoulement régional à partir des régions sources non cratoniques (traits ondulés). Les petites flèches indiquent un paléoécoulement local, peut-être à partir d'une région source cratonique située à l'est ou au nord-est. Sont également indiqués les plutons dévoniens du nord du Yukon septentrional (croix; plutons 1-Ammerman, 2-Sedgewick, 3-Hoidahl, 4-Fitton, 5-Old Crow, 6-Schaeffer, et 7-Dave Lord). Les lettres B à E indiquent la position des coupes de la figure 8-12. Le trait à dents de scie montre les limites des terranes accrétés. Les déplacements horizontaux survenus au Crétacé et au Tertiaire le long de la faille de Tintina (>450 km) (Roddick, 1967; Tempelman-Kluit, 1979a; Gabrielse, 1985) et de la faille de Kaltag (100 km) (Norris et Yorath, 1981) n'ont pas été soustraits. Les cinq principales régions d'affleurement de la séquence d'Earn dont il est question dans le texte sont aussi montrées (lignes diagonales). **B.** Fluctuation de la position de la limite carbonate/shale au Dévonien tardif et au Mississippien précoce. (Traits ondulés - régions émergées; tiretés-shale; en gris-carbonates). D'après Bamber et Waterhouse (1971), Basset et Stout (1967), Belyea (1964), Geldsetzer (1982), Grayston et al. (1964), Lenz (1972), Morrow (1984), Macauley et al. (1964), Pugh (1983), H. Gabrielse (communication personnelle, 1985), et cartes publiées et cartes de dossiers publics préparées par la Commission géologique du Canada.


A
B
EIFÉLIEN
GIVÉTIEN
FRASNIEN
FAMENNIEN
TOURNAISIEN INITIAL
VISÉEN PRÉCOCE À MOYEN
IMPERIAL
EARN
BESA
RIVER
FAILLE DE TINTINA (500 km)
FAILLE DE KALTAG
NATION RIVER
GROSSIER
RÉGION DES MONTS PELLY
RÉGION DE LA CHAÎNE CASSIAR
RÉGION DU COL MACMILLAN
RÉGION DE LA R. WARNEFORD
RÉGION DE LA R. CARIBOO
TERRANES
ACCRÉTÉS
TERRITOIRE DU YUKON
COLOMBIE-BRITANNIQUE
TERRITOIRES DU NORD-OUEST
ALBERTA
E.-U.
CANADA
GROUPE D'EARN
BESA RIVER
FT. SIMPSON
GROUPE DE FAIRHOLME
GROUPE DE WABAMUN
PALLISER
RAMPARTS
FORD LAKE
KAYAK
KEKIKTUK
TUTTLE
PROPHET
CGC

Formation d'Imperial des strates du Permien (fig. 8-16; Norris, 1968); de larges plis réguliers, formés avant le Permien et plongeant faiblement vers le nord-est, ont été décrits (Bell, 1974). Dans l'extrême nord du Yukon (monts British et Barn), la mince Formation de Kekiktuk du Mississippien inférieur (20 m), un conglomérat non marin à cailloux et galets de quartzite, constitue la base de l'Assemblage de Lisburne (dont il est question plus loin), qui est transgressif et repose en discordance angulaire sur l'argilite et le quartzite déformés de la Formation de Neruokpuk d'âge précambrien, et sur un shale qui ne remonte qu'au Dévonien précoce (fig. 8-11B, 8-12) (Norris et Yorath, 1981; Norris, 1981a; Lenz et Perry, 1972). Des relations similaires ont été observées dans des régions adjacentes de l'Alaska (monts Romanzof), où les strates antérieures à la Formation de Kekiktuk sont métamorphisées jusqu'au faciès des schistes verts (Sable, 1977). Dans le nord des monts Ogilvie, la sédimentation a été continue du Dévonien au Carbonifère (fig. 8-12, colonne D).

Dans le nord du Yukon, l'activité tectonique au Paléozoïque s'est manifestée par des soulèvements et la mise en place d'intrusions granitiques du Frasnien au Mississippien précoce, ce qui a permis l'accumulation d'un

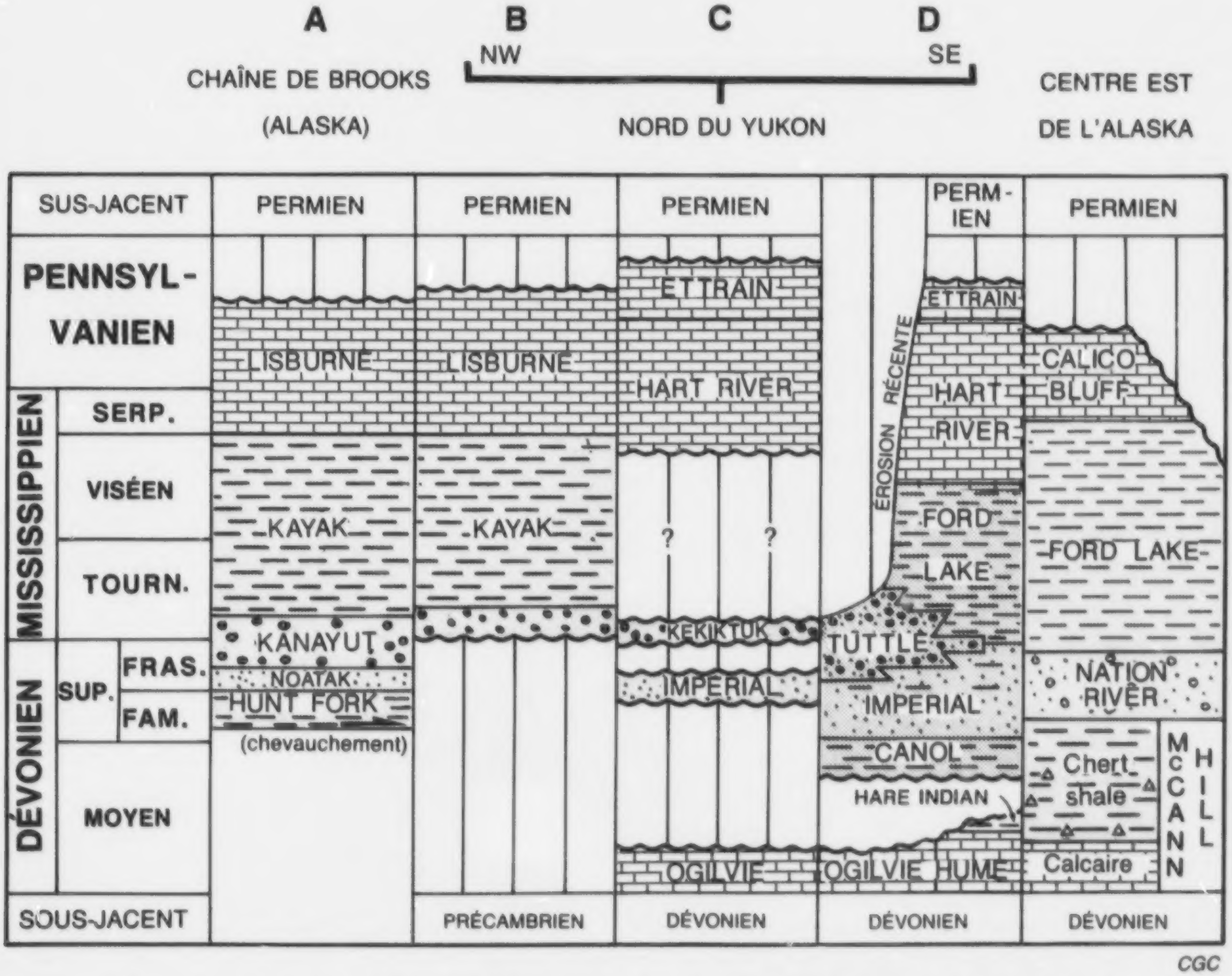


Figure 8-12. Diagramme chronostratigraphique illustrant la nomenclature formelle des formations du Paléozoïque supérieur dans le nord du Yukon et dans des parties de l'Alaska. À remarquer que la Formation de Nation River appartient à l'Assemblage d'Earn, et les formations d'Imperial et de Tuttle à l'Assemblage d'Imperial. Les régions ombrées indiquent les formations mentionnées dans le texte. Les positions approximatives sont indiquées à la figure 8-10 (B - 68°55'N, 138°55'W; C - 67°05'N; 139°30'W; D - 66°28'N, 136°32 W). SUP. = Supérieur, FRAS. = Frasnien, FAM. = Famennien, TOURN. = Tournaisien, SERP. = Serpukhovien. Les colonnes sont tirées des travaux de A-Moore et al. (sous presse), Nilsen (1984); B - Norris (1981a, 1983), Sable (1977); C - Norris (1981b, 1983), Pugh (1983); D - Norris (1983), Norris (1985); E - Nilsen et al. (1976), Churkin (1973), Norris (1985, fig. 3).

prisme de roches clastiques formé dans une mer dont la profondeur diminue vers le haut de la séquence, et progradant vers le sud. Les roches clastiques, produites par l'érosion des strates antérieures à la Formation de Kekiktuk dans le nord du Yukon, se composent de shale à la base, de sédiments flyschoïdes près du milieu, et de strates partiellement fluviodeltaïques au sommet. Le front de déformation a migré vers le sud à partir de l'extrême nord du Yukon, jusqu'à ce que le prisme de roches clastiques soit lui-même légèrement plissé avant le Carbonifère précoce ou moyen. Une tectonique de compression est vraisemblable, mais d'autres modèles, tels que celui d'une déformation induite par des décrochements (Bell, 1974), ont été proposés.

Dans la chaîne de Brooks de l'Alaska septentrional, les sédiments fluviatiles du conglomérat de Kanayut, du Dévonien supérieur et du Mississippien inférieur(?), constituent en Amérique du Nord l'une des séquences non marines les plus grossières et les plus épaisses (jusqu'à 2 600 m), et l'une des plus étendues latéralement (Nilsen, 1984; Moore et al., sous presse). Les sédiments proximaux constitutifs de ce prisme de roches clastiques ont progradé vers le sud-ouest sur des boues prodeltaïques du shale de Hunt Fork et des sables marins littoraux de la Formation de Noatak (fig. 8-12) à partir d'une source située dans le nord de l'Alaska et l'extrême nord du Yukon; c'est la même source que celle déduite pour les formations corrélatives, mais principalement flyschoïdes, d'Imperial et de Tuttle. Il est possible que les sédiments clastiques plus distaux de la Formation d'Imperial aient traversé une plate-forme relativement étroite située en bordure de hautes terres, où la formation d'une vaste plaine deltaïque a été limitée d'autant.

Les strates marines et non marines du Dévonien moyen et supérieur forment un prisme de roches clastiques de grande étendue dans l'archipel arctique canadien. Ces sédiments clastiques, dont le transport s'est effectué vers le sud et vers l'ouest, ont été déformés durant l'orogenèse ellesmérienne, datée du Mississippien précoce (Embry et Klovan, 1976; Kerr, 1981). Les strates deltaïques de la Formation d'Imperial situées dans l'est des monts Mackenzie et issues de l'est pourraient représenter un prolongement de ce prisme vers le sud-ouest. Bien que dans l'archipel arctique, l'époque de la déformation au Dévono-Mississippien et le style structural qui en a résulté soient semblables à ceux du Yukon septentrional, un lien direct entre ces deux domaines structuraux est dissimulé sous la plate-forme de Beaufort (on est parvenu aux mêmes conclusions, dans le chapitre 7, dans le cas des strates de l'Ordovicien et du Silurien).

Assemblage d'Earn

Même si les strates clastiques de l'Assemblage d'Earn sont présentes sur une grande étendue, elles restent relativement peu connues, sauf dans quelques régions. Une description en est faite dans de brefs exposés concernant cinq localités (fig. 8-17). Des roches clastiques équivalentes de la région de la rivière Nation, dans le centre est de l'Alaska, sont aussi brièvement décrites, bien que la source de ces roches et leurs liens tectoniques avec l'Assemblage d'Earn ou l'Assemblage d'Imperial soient inconnus.

Région du col Macmillan

Le Groupe d'Earn, qui contient des roches clastiques grossières, englobe les formations de Portrait Lake et de Prevost (fig. 8-17; Abbott, 1982, 1983; Carne, 1979; Gordey, 1981a; Gordey et al., 1982a; McClay, 1984). La Formation de Portrait Lake (40-880 m), dont l'âge s'échelonne du Dévonien précoce au Famennien moyen, comprend un shale siliceux et un chert finement stratifiés, présentant une couleur bleu noir en surface altérée. La base de la formation est nettement diachronique. Sa partie inférieure passe vers l'est à un faciès carbonaté de plate-forme peu profonde, où son contact basal est occupé par une discordance subfrasnienne(?) d'extension latérale incertaine. La partie supérieure de la formation, qui probablement date du Frasnien, contient les plus anciens débris clastiques en provenance de l'ouest. Elle se trouve dans un membre de 10 à 300 m d'épaisseur composé d'un conglomérat massif à cailloux de chert, ainsi que d'une mince séquence de grès boueux, cherteux et quartzeux et de mudstone à cailloux, qui représente l'équivalent latéral du conglomérat. Le conglomérat a une composition remarquablement uniforme et contient des galets et cailloux arrondis ou anguleux de chert gris, noir, blanc ou vert et un peu de grès quartzeux dans une matrice de grès quartzeux et cherteux. Les contacts avec la roche encaissante sont nets. D'importants gisements stratiformes de plomb et de zinc (propriétés de Tom et de Jason; McClay, 1984) sont associés à une vaste unité composée de shale à barytine et de barytine datant du Frasnien (Dawson et Orchard,1982).

Localement, la Formation de Portrait Lake est surmontée en contact net et discordant par le siltstone, le grès et le shale finement stratifiés, à lamination oblique de migration de rides, de la Formation d'Itzu, tandis que dans la plupart des autres localités, elle est surmontée en discordance par la Formation de Prevost. Les rares données fournies par l'étude des conodontes suggèrent que la discordance sous-jacente à la Formation d'Itzi est locale et aussi que la Formation d'Itzi constitue peut-être une langue dans la partie supérieure de la Formation de Portrait Lake. Le paléoécoulement dirigé vers le sud (J.G. Abbott, communication personnelle, 1984), pourrait indiquer que les sédiments de la Formation d'Itzi étaient issus du craton ou d'une région à l'est.

La Formation de Prevost (jusqu'à 900 m d'épaisseur) comprend un shale de couleur brune en surface altérée, un grès quatzeux-cherteux et un conglomérat à galets et cailloux de chert. La plupart des affleurements se composent de plusieurs centaines de mètres de couches principalement constituées de shale et de siltstone qui souvent contiennent d'épais intervalles (>200 m) de roches clastiques grossières (fig. 8-18). Le mudstone conglomératique, qui représente une lithologie locale distinctive, atteint à une localité au moins 70 m d'épaisseur, et contient des galets de grès quartzeux et de chert et quelques gros blocs de shale. Le conglomérat de Prevost se compose de 25 à 100 % de chert bariolé et de 5 à 20 % de grès quartzeux fin à grossier dans une matrice gréseuse généralement pure. Les clastes sont le plus souvent des cailloux ou de petits galets bien arrondis, mais de gros galets et blocs sont localement présents. Le grès de Prevost se compose surtout de quantités presque égales de chert et de quartz, de feldspath dans une proportion maximale de

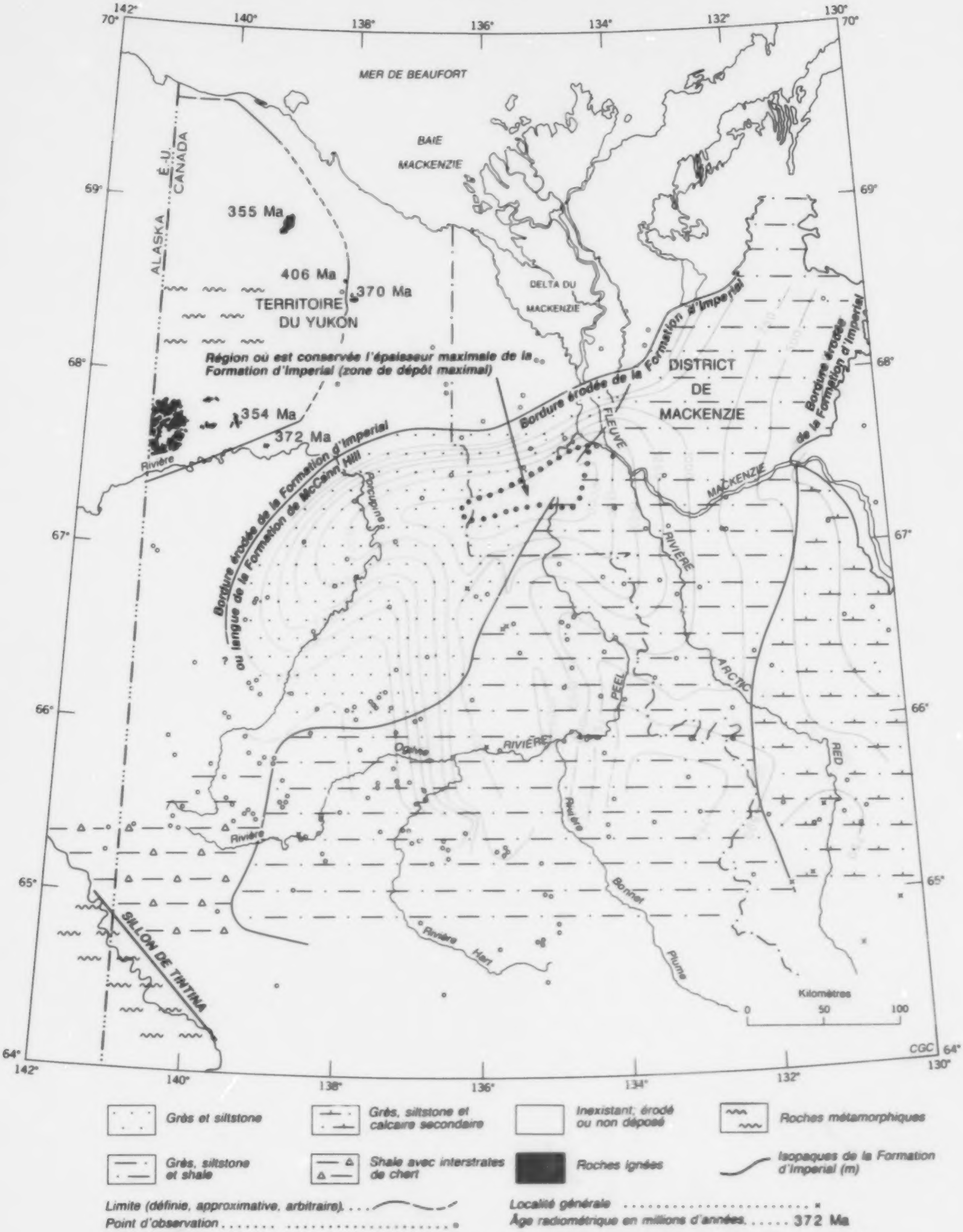


Figure 8-13. Lithofaciès du Frasnien et du Famennien, Assemblage d'Imperial. Diagramme d'après Norris (1985). Isopaques (en rouge) de la Formation d'Imperial d'après Pugh (1983).

Figure 8-14. Plis en chevron dans les grès, siltstones et shales de la Formation d'Imperial (Dévonien supérieur) dans le nord des monts Richardson. (Photo: A.W. Norris). GSC 117380.

1 %, de rares fragments de siltstone et de shale, et de traces de tourmaline, de zircon et de muscovite détritique (fig. 8-19A, 8-20). Les wackes sont légèrement moins abondants que les arénites.

Dans les faciès conglomératique et gréseux, les structures sédimentaires se caractérisent par la présence de strates massives à délitage grossier, un granoclassement local, l'existence de rares séquences de Bouma, et la présence de gros clastes de shale isolés, de zones à stratification chaotique (plissements synsédimentaires) et de grandes figures en cannelure. Une linéation de délitage, des figures en cannelure et des figures de choc, ainsi que de rares «flute casts» apparaissent localement dans les minces interstrates de grès fin, finement stratifié. Les successions constituées principalement de shale sont caractérisées par de minces couches granoclassées de siltstone et de rares interstrates minces à épaisses de grès présentant un granoclassement normal, de rares séquences de Bouma et de gros clastes de shale.

La Formation de Portrait Lake s'est déposée dans un milieu de faible énergie, au-dessous de la limite d'action des vagues, le plus souvent avec un léger apport de produits clastiques grossiers et un taux d'accumulation de shale et de chert peu élevé. Le conglomérat à cailloux de chert, l'arénite quartzeuse et cherteuse, le wacke quartzeux et cherteux et le mudstone à cailloux ont été déposés par des flots gravitaires de sédiments le long d'un cône sous-marin orienté vers l'est, possiblement contrôlé par des failles. La Formation d'Itzi sus-jacente s'est peut-être déposée sous forme d'une langue, sur une plate-forme peu profonde, à partir de sédiments provenant du nord et sans doute aussi du craton. Les structures sédimentaires de la Formation de Prevost suggèrent le dépôt de conglomérats épais par des flots gravitaires à l'intérieur de chenaux sous-marins. Les roches clastiques fines, en particulier les turbidites classiques qui sont relativement peu fréquentes, sont les équivalents à la fois latéraux et distaux des faciès sédimentaires grossiers.

Le soulèvement et l'érosion du miogéoclinal externe, qui ont affecté en particulier le grès à granules quartzeux du Protérozoïque supérieur et du Cambrien, ainsi que le chert de l'Ordovicien et du Silurien, ont fourni les sédiments clastiques constituant les formations de Prevost et de Portrait Lake. Le fort degré d'émoussé et de sphéricité du quartz , les faibles quantités de feldspath, et les galets de grès quartzeux présents dans le conglomérat de Prevost indiquent que le matériel détritique quartzeux (non cherteux) provient d'une source sédimentaire à éléments recyclés. Compte tenu du paléoécoulement de direction est-sud-est révélé par les roches clastiques de la Formation de Prevost (fig. 8-11A; Gordey, 1979), la source probable la plus proche pouvant fournir les éléments lithologiques appropriés, se trouve à 200 km de distance.

Des failles synsédimentaires caractérisées par un déplacement normal et peut-être par un léger déplacement horizontal (montré schématiquement à la fig. 8-17) apparaissent localement (Abbott, 1982a). Ces failles ont probablement formé un graben qui a contrôlé la dispersion des produits clastiques des formations de Portrait Lake et de Prevost, et la mise en place d'importantes minéralisations stratiformes de barytine ± plomb ± zinc. À une localité, le plissement antérieur à la Formation d'Imperial(?) (McClay, 1984) pourrait être associé à des failles locales.

Région de la rivière Warneford

Dans la partie nord-est de la Colombie-Britannique, les strates du Dévono-Mississippien n'ont pas été subdivisées de façon formelle (Jefferson et al., 1983; MacIntyre, 1983; Gabrielse et al., 1977).

Dans la partie nord-ouest de la région (fig. 8-11A), un conglomérat à cailloux et galets, en blocs et bien stratifié, contenant de petites interstrates de grès quartzeux blanc, vitreux, à stratification oblique, repose en discordance sur un shale graptolitique noir de l'Ordovicien appartenant à la Formation de Road River (fig. 8-17). Les clastes de conglomérat ont de 5 à 10 cm de largeur, sont bien arrondis et se composent de chert gris sombre à clair et de quartzite blanc vitreux. Au-dessus du conglomérat, se trouve un grès calcareux bien stratifié recouvert d'une couche de 10 m de grès quartzeux blanc pur de granulométrie moyenne. Au-dessus de cette succession, se trouvent 25 m de conglomérat et de siltstone contenant des clastes de 5 cm de diamètre au maximum, composés de grès quartzeux gris, d'aspect vitreux, à grain moyen, ainsi que de quantités moindres de chert gris sombre. Les strates sommitales exposées sont composées d'un calcaire argileux bien stratifié.

Dans la partie sud-est de la région, des strates recouvertes en concordance par le conglomérat basal comportent un shale siliceux, un calcaire récifal et un chert qui à leur tour surmontent tantôt en concordance tantôt en discordance le shale noir et le siltstone de la Formation de Road River (fig. 8-17). Plus loin vers le sud-est, le conglomérat est remplacé par un shale et un siltstone, et environ 25 % de la séquence comprend des interstrates composées de roches allant des grès aux conglomérats. Les couches de roches clastiques grossières, qui ont souvent de 10 à 75 cm d'épaisseur, sont régulièrement interstratifiées avec un shale et normalement granoclassées, et à leur base contiennent des «flute casts» et des figures d'objets (fig. 8-21). Comme dans les séquences du nord-ouest, les clastes de grès quartzeux sont plus fréquents aux niveaux stratigraphiques les plus élevés. Les strates situées le plus

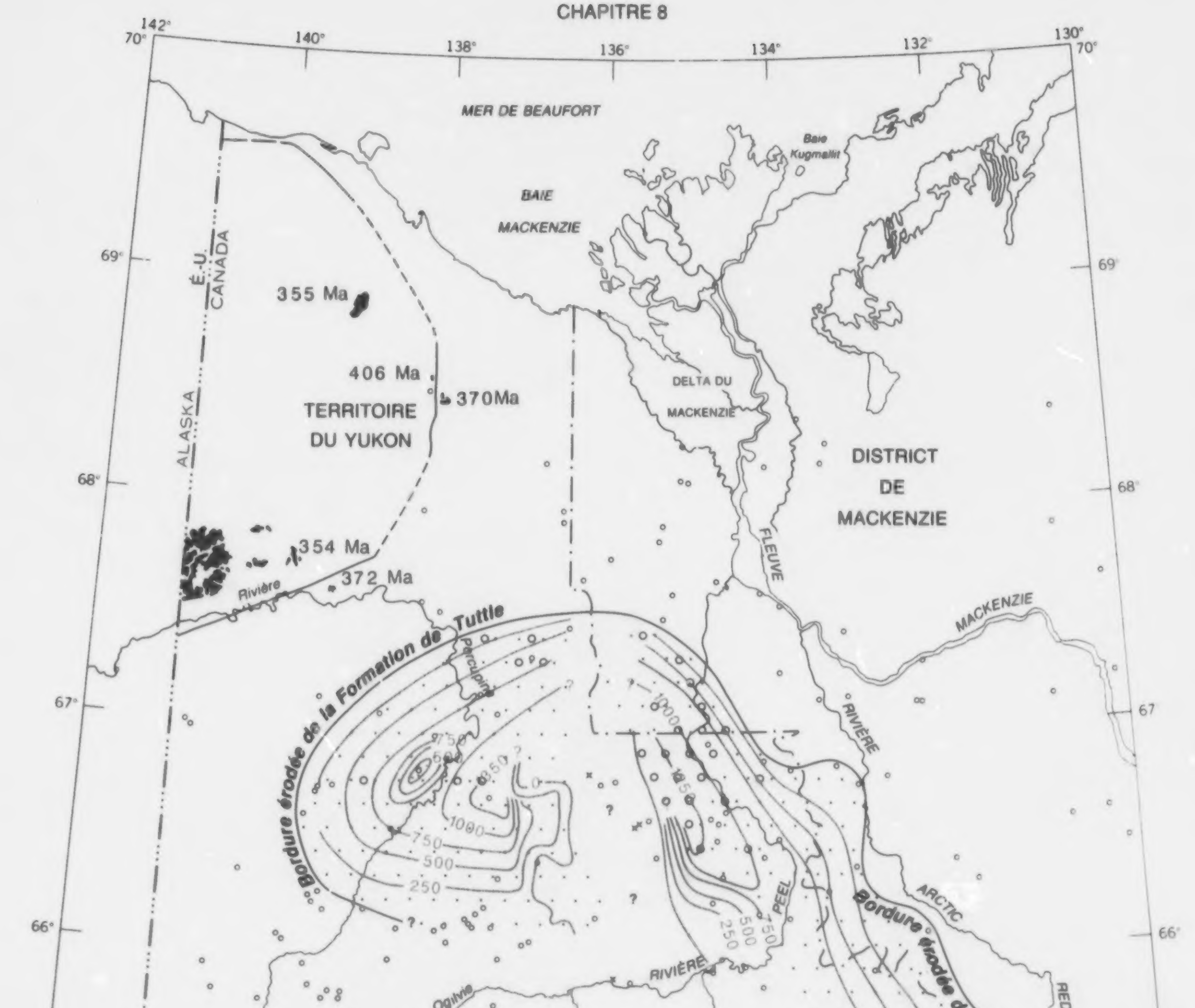


Figure 8-15. Lithofaciès du sommet du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur, Assemblage d'Imperial. Diagramme d'après Norris (1985). Isopaques (en rouge) de la Formation de Tuttle d'après Pugh (1983).

Figure 8-16. Discordance angulaire entre les grès, siltstones et shales de la Formation d'Imperial (Dévonien supérieur) et les grès sus-jacents du Permien, dans le nord des monts Richardson. (Photo: A.W. Norris). GSC 205235-KK.

à l'est sont entièrement constituées de shale. Les dépôts stratifiés de barytine ± plomb ± zinc sont particulièrement abondants dans des strates du Frasnien (MacIntyre, 1983; Jefferson et al., 1983). La barytine apparaît régionalement sous forme de variétés noduleuses et stratifiées dans un mudstone siliceux.

Le faciès clastique sud-est, à grès et conglomérat turbiditiques granoclassés et à figures d'érosion basale, représente des dépôts médians à distaux de cône sous-marin. Les figures d'érosion basale indiquent un paléoécoulement de direction est-nord-est (fig. 8-11A; Gabrielse et al., 1977). Le membre conglomératique épais situé au nord-ouest témoigne peut-être de l'existence d'un chenal sous-marin par lequel le matériel détritique était transporté jusqu'au cône sous-marin. La discordance sous-jacente au conglomérat, située au-dessus du grès calcareux non turbiditique, de même que la présence du carbonate sus-jacent plus récent, suggèrent que ce chenal traversait une plate-forme continentale peu profonde.

La composition des roches clastiques indique qu'elles proviennent d'un terrane sédimentaire composé de chert et de grès quartzeux. L'augmentation vers le haut des quantités de grès quartzeux pourrait être le signe d'un approfondissement progressif du niveau d'érosion dans la région source.

Les discordances locales combinées à la position stratigraphique variable des strates sous-jacentes semblent indiquer que des failles de fort pendage étaient actives pendant la sédimentation (voir la représentation schématique à la fig. 8-17). Il est également possible qu'elles aient contrôlé la formation et la distribution des gisements de barytine ± plomb ± zinc.

Région des monts Pelly

L'Assemblage d'Earn, dans les monts Pelly, se compose des unités informelles d'«Ardoise noire», de «Volcanites felsiques» et de «Tuf cherteux» (fig. 8-17; Tempelman-Kluit, 1977, communication personnelle; Gordey, 1981b; Morin, 1977; Mortensen, 1982).

L'unité d'«Ardoise noire» est dominée par la présence d'une ardoise noire, fissile et laminée qui contient des quantités mineures de grauwacke sombre (<10 %) et de conglomérat à cailloux cherteux (<5 %). Le grauwacke est bien trié, à grain moyen, souvent granoclassé et interstratifié rythmiquement avec l'ardoise en couches à lamination parallèle atteignant parfois 1 m d'épaisseur. Il se compose de chert subarrondi, de quartz, et d'un peu de feldspath et de mica, ainsi que de rares fragments volcaniques altérés. Le conglomérat se présente sous forme d'unités massives de 10 à 60 m d'épaisseur. Les clastes sont généralement subarrondis à arrondis et atteignent parfois 20 cm de diamètre, mais en moyenne ont environ 1 cm de diamètre. La plupart sont des cherts, mais certains se composent d'une arénite quartzeuse de grain très fin à moyen. Le tri est faible à moyen et les clastes baignent dans une matrice de chert et de quartz de la dimension du sable. Des lentilles résistantes composées de roches volcaniques intermédiaires, qui peuvent atteindre 50 m d'épaisseur, sont fréquentes dans l'unité d'«Ardoise noire».

L'unité de «Volcanites felsiques» se compose d'une interstratification de tufs, de brèches et de coulées, de couleur claire, résistants, ainsi que de dykes, filons-couches et culots. Les membres individuels ont une épaisseur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, et ne peuvent généralement être suivis que sur moins d'un kilomètre. Les tufs et coulées sont typiquement massifs et composés de feldspath perthitique hypidiomorphe, d'albite, d'un peu de quartz, de hornblende, de biotite et de minéraux opaques. Les analyses des volcanites felsiques (fig. 8-19D) montrent que celles-ci sont surtout composées de trachyte alcaline ou de rhyolite, dont la teneur élevée en potassium est anomale et qui sont riches en baryum, thorium et fluor et pauvres en uranium (Gordey, 1981b; Mortensen, 1982; Morin, 1977). L'unité de «Tuf cherteux» englobe un chert tufacé et un tuf siliceux gris à verts, finement stratifiés, qui pourraient être un équivalent latéral de l'unité de «Volcanites felsiques.»

Le shale siliceux de l'unité d'«Ardoise noire» représente un milieu de sédimentation de faible énergie, au-dessous de la limite d'action des vagues, dans lequel les grès et conglomérats se sont probablement déposés sous forme de flots gravitaires. La composition des grès et conglomérats de l'unité d'«Ardoise noire» indique l'existence d'un terrane source constitué de chert et de grès quartzeux. Les culots trachytiques, les volcanites felsiques et les tufs cherteux sont le résultat d'un seul épisode de volcanisme alcalin. Le membre de Barytine de l'«Ardoise noire» pourrait être un dépôt chimique largement dispersé associé au volcanisme felsique.

L'unité d'«Ardoise noire» surmonte le Groupe d'Askin (fig. 8-17), localement en discordance marquée. Des failles de fort pendage recoupant le Groupe d'Askin n'affectent pas l'ardoise. La discordance résulte d'une érosion et d'un soulèvement locaux associés au morcellement par failles d'une plate-forme en subsidence régionale. Ainsi, certains bassins faillés locaux ont continuellement reçu des

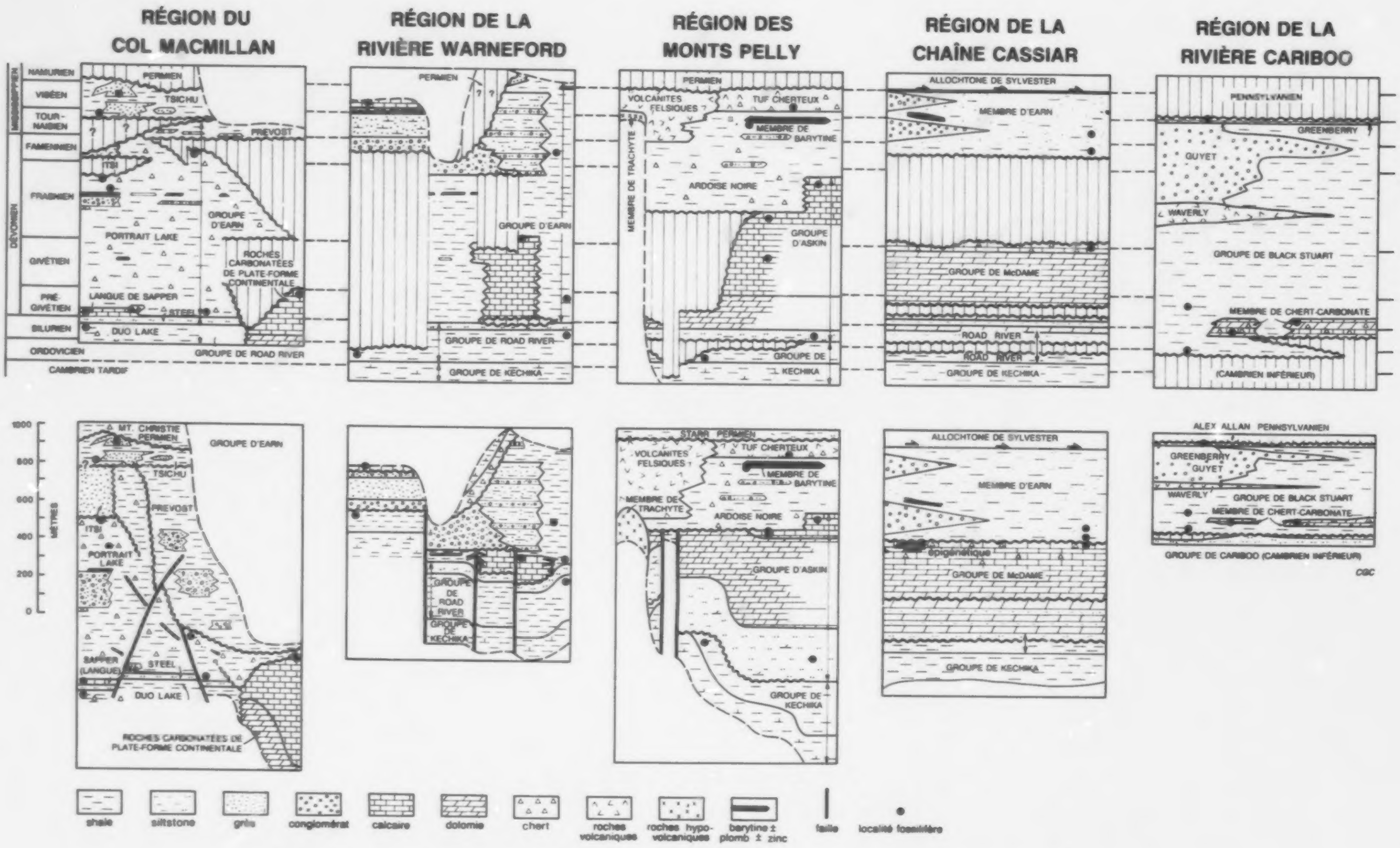


Figure 8-17. Diagrammes synoptiques, chronostratigraphiques et lithostratigraphiques, des cinq régions apparaissant à la figure 8-11, et décrites dans le texte comme étant typiques des faciès grossiers de l'Assemblage d'Earn.

Figure 8-18. Conglomérat issu d'une coulée de débris, à l'ouest de la région du col Macmillan. Les blocs sont composés de grès à granules quartzeux et de chert, et reposent dans une matrice de boue. (Photo: S.P. Gordey). GSC 205235-T.

sédiments, tandis que les horsts associés ont été érodés. Les culots et dykes des «Volcanites felsiques» se sont introduits par injection le long des plans de faille et fracture traversant des strates dévoniennes et plus anciennes. Mortensen (1982) a conclu que la chimie des constituants mineurs et majeurs des «Volcanites felsiques» concordait avec l'accumulation de ces dernières dans un milieu de rift et présentait une étroite similarité avec la chimie des roches de la zone du rift Est-africain.

Région de la chaîne Cassiar

Une séquence de roches clastiques de grain fin à grossier, s'échelonnant du Dévonien supérieur (Famennien) au Mississippien moyen, de plus de 700 m d'épaisseur, surmonte les strates carbonatées du Dévonien moyen et supérieur dans la chaîne Cassiar. Les roches clastiques sont sous-jacentes aux roches océaniques de l'Allochtone de Sylvester sur les flancs d'un synclinorium de direction générale sud-est, sur une distance d'environ 175 km à partir des approches de la frontière entre le Yukon et la Colombie-Britannique. Les strates basales, qui localement atteignent 150 m d'épaisseur mais qui sont habituellement plus minces, se composent de shale gris à noir, localement pyriteux ou calcareux. Une porcellanite rubanée englobant un mudstone siliceux et une ardoise interstratifiés existe dans plusieurs localités. Les roches sus-jacentes comprennent un siltstone, un grès et un conglomérat, ce dernier d'épaisseur fortement variable.

La coupe la mieux étudiée (fig. 8-17), située près de l'extrémité nord du synclinorium, repose sur une surface karstique au sommet des carbonates du Dévonien moyen (Givétien) et supérieur (Frasnien). Une unité basale d'argilite noire et de siltstone à grain fin, de 5 à 40 m d'épaisseur, datant du Famennien moyen, est surmontée par un grès, un conglomérat et un siltstone de 35 à 280 m d'épaisseur. Le grès grossier et les couches conglomératiques sont généralement granoclassés et portent de nombreuses figures d'érosion basales. Les clastes présents dans le conglomérat, qui peuvent atteindre 10 cm de diamètre, sont subarrondis à anguleux et comprennent des grès dolomitiques silicifiés, des dolomies et d'abondantes ardoises. Le quartz domine dans la matrice des roches à grain plus grossier et se caractérise souvent par une teinte mauve opalescente. L'unité conglomératique est recouverte par une succession de siltstone, grès et calcarénite de 200 à 500 m d'épaisseur, y compris un membre basal de mudstone et siltstone carbonés contenant de la silice, de la pyrite et de la barytine, et localement des sulfures. L'unité sommitale, de 150 à 200 m d'épaisseur , se compose de grès, de conglomérat et de siltstone. Plusieurs couches contiennent des débris végétaux. Plus au sud-est, le conglomérat est rare ou absent, soit en raison de changements de faciès, soit en raison d'une troncature au-dessous de la faille basale de l'Allochtone de Sylvester.

La nature des sédiments du Dévonien supérieur au Mississippien moyen suggère un approfondissement soudain du bassin sédimentaire, accompagné du soulèvement local des carbonates et des sédiments plus anciens, à caractère siliceux, du miogéoclinal, situés à proximité. La plupart, sinon la totalité des clastes siliceux contenus dans le grauwacke et le conglomérat correspondent à des carbonates et des carbonates gréseux silicifiés, représentatifs des lithologies miogéoclinales du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen(?). Les dépôts basaux de mudstone carboné et pyriteux suggèrent des milieux euxiniques auxquels a succédé l'afflux de sédiments turbiditiques. Les variations marquées de relief et de faciès indiquent un milieu de rift situé le long ou à proximité de la marge occidentale du miogéoclinal nord-américain.

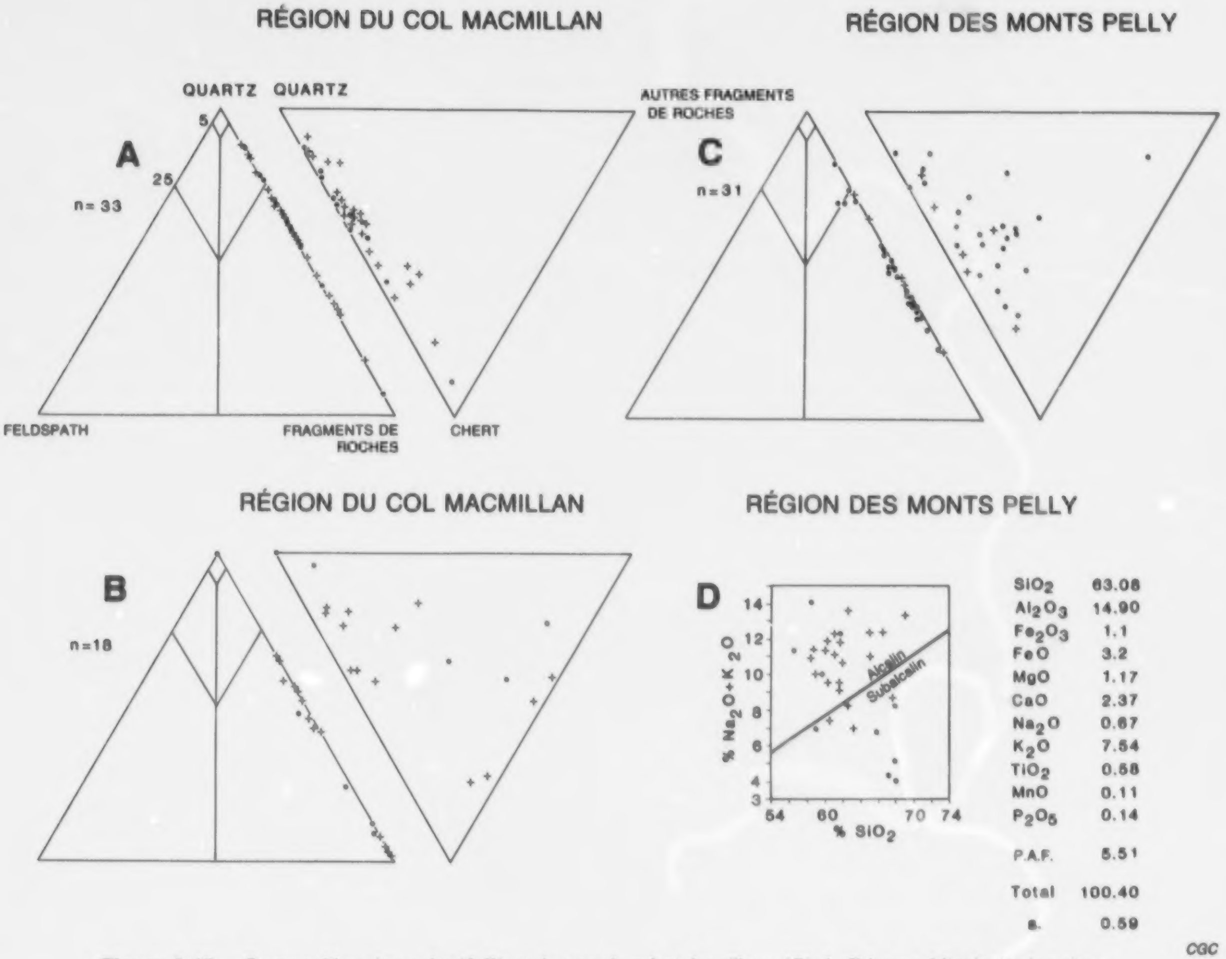
Region de la rivière Cariboo

Les affleurements les plus méridionaux de l'Assemblage d'Earn, à 360 km au sud-sud-est des affleurements existant dans la chaîne Cassiar, englobent le Groupe de Black Stuart et les formations de Waverly, de Guyet et de Greenberry (Struik, 1980, 1981). Les affleurements sont peu abondants et révèlent une grande complexité structurale et un métamorphisme atteignant la zone à chlorite.

Le Groupe de Black Stuart (± 500 m) (fig. 8-17) se compose d'ardoise noire, de grauwacke fin et de siltstone, d'un peu de calcaire micritique noir, et d'unités de carbonate cherteux et de grès. L'unité discontinue de carbonate cherteux (0-60 m d'épaisseur) est constituée de dolomie gréseuse, de brèche dolomitique et de chert de remplacement. Dans la partie supérieure du Groupe de Black Stuart, des figures de charge et figures en flamme, ainsi que les couches granoclassées caractérisent le membre gréseux, qui comprend un quartzite, une siltite et une pélite interstratifiée.

La Formation de Waverly (0-50 m) se compose d'agglomérats et coulées volcaniques schisteux et calcareux, de roches pyroclastiques, de laves en coussins, de brèches sédimentaires et de volcanoclastites interdigitées avec le Groupe de Black Stuart.

La Formation de Guyet (0-200 m) est constituée d'un conglomérat à matrice de grès et d'un conglomérat à matrice de mudstone, ainsi que d'un grauwacke (fig. 8-19B). Le conglomérat à matrice de grès se compose de clastes de dimension variant entre le granule et le galet, constitués de chert bariolé, d'argilite cherteuse, de pélite, de siltite et de quartzite micacés, et d'un peu de calcaire et de basalte. Les clastes sont subarrondis à arrondis et sont inclus dans



SiO_2	63.08
Al_2O_3	14.90
Fe_2O_3	1.1
FeO	3.2
MgO	1.17
CaO	2.37
Na_2O	0.67
K_2O	7.54
TiO_2	0.58
MnO	0.11
P_2O_5	0.14
P.A.F.	5.51
Total	100.40
s.	0.59

Figure 8-19. Composition des grès (A,B) et du conglomérat à cailloux (C) du Dévono-Mississippien dans les régions indiquées. (D) Diagramme alcalis/silice et analyse chimique représentative des roches volcaniques du Mississippien dans la région des monts Pelly (données tirées de Gordey, 1981b (cercles); Mortensen, 1983; analyses tirées de Gordey, 1981a). Les points représentent des wackes (matrice > 15 %) et les croix des arénites (matrice < 15 %). Sous le total, S représente la concentration de soufre.

une matrice de quartz, de chert, de siltite et d'une faible quantité de feldspath. À l'intérieur du conglomérat massif à matrice de mudstone, les clastes ont la même composition mais une granulométrie plus variable (jusqu'à 1 m de diamètre), et les proportions des constituants varient davantage (localement, les clastes volcaniques dominent). Les couches conglomératiques ont une épaisseur comprise entre un mètre et plusieurs dizaines de mètres et sont localement caractérisées par des figures d'affouillement basales, par des variations du type de matrice et par des variations granulométriques. Un grès grossier massif ou à lamination plane est localement interstratifié avec le conglomérat. À une localité, un grauwacke et un shale gris sombre, à granoclassement normal, se présentant en couches de 10 à 75 cm d'épaisseur, forment une séquence positive (non exposée à son sommet) au-dessus du conglomérat à matrice de mudstone avec lequel ils se trouvent en contact progressif.

Un calcaire bioclastique massif, de couleur gris clair, englobe la Formation de Greenberry (10 m), dont la base contient localement de rares clastes de chert semblable au chert de la Formation de Guyet, et dont le sommet se trouve en contact discordant avec un calcaire du Pennsylvanien atteignant parfois 5 m d'épaisseur.

Les roches clastiques fines du Groupe de Black Stuart se sont déposées au-dessous de la limite d'action des vagues dans un milieu de faible énergie, lequel a été interrompu par le dépôt du membre cherteux-carbonaté en eau peu profonde et par le volcanisme sous-marin de Waverly. Les roches clastiques de la Formation de Guyet et le grès

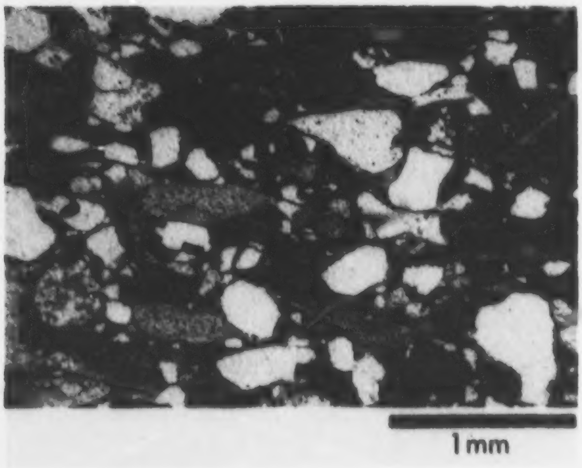


Figure 8-20. Microphotographie d'un grès cherteux-quartzeux typique de la Formation de Prevost, région du col Macmillan. (Photo: S.P. Gordey). GSC 205235-U.

Figure 8-21. Figures d'objets à la base d'une turbidite finement stratifiée, dans la région de Warneford. (Photo: H.Gabrielse). GSC 205235-Y.

granoclassé local du Groupe de Black Stuart se sont probablement déposés dans un milieu marin assez profond sous forme de flots garvitaires. La Formation de Greenberry est peut-être un dépôt d'eau peu profonde, mais elle pourrait aussi représenter une coulée de débris qui aurait entraîné en eau profonde la faune de conodontes d'eau peu profonde qu'elle contenait.

Le terrane source de la Formation de Guyet se composait de siltstone, grès et radiolarite. Les clastes volcaniques, dont la composition est semblable à celle des volcanites de la Formation de Waverly, sont localement abondants, mais une érosion antérieure au dépôt ou contemporaine du dépôt de la Formation de Guyet n'a pu être prouvée. La déformation complexe survenue au Mésozoïque et la rareté des affleurements rendent difficile l'identification des entités tectoniques synsédimentaires possibles.

Formation de Nation River

Dans le centre est de l'Alaska, à cheval sur la frontière entre l'Alaska et le Yukon, se trouvent les sédiments de la Formation de Nation River (fig. 8-10, 8-11, 8-12; 610-1 220 m), décrits comme formant un complexe de cône sous-marin profond composé d'une interstratification de conglomérat à cailloux de chert, d'arénite quartzeuse et cherteuse, de siltstone, de mudstone, de shale et de mudstone à cailloux (Nilsen et al., 1976). Selon ces auteurs, les paléocourants auraient transporté les sédiments vers l'ouest à partir d'une région source située à l'est ou au nord-est. De récents travaux de Howell et al. (1987) indiquent cependant que le paléoécoulement était dirigé vers l'est. La Formation de Nation River a été datée du Dévonien tardif d'après l'étude des spores. Elle repose en concordance sur le chert de McCann Hill, qui date partiellement du Dévonien supérieur, et est surmontée en concordance par le Shale de Ford Lake dont l'âge se situe entre le Dévonien tardif et le début du Mississippien tardif (fig. 8-12).

Assemblage de Besa River et bordure de la plate-forme continentale carbonatée

Les roches clastiques fines de l'Assemblage de Besa River, qui appartiennent principalement aux formations de Besa River (305-2 200 m; Pelzer, 1966; Taylor et Mackenzie, 1970) et de Perdrix (100-470? m; Geldsetzer, 1982) dans le nord de la Colombie-Britannique, et aux formations de Horn River (<320 m; Hills et al., 1981; Williams, 1977) et de Fort Simpson (480-1 000 m; Belyea et McLaren, 1962; Hills et al., 1981) dans le sud des Territoires du Nord-Ouest englobent un shale, un mudstone et un siltstone. Elles représentent la lisière est et sud de roches clastiques fines, des assemblages d'Imperial et d'Earn, et pourraient contenir des sédiments clastiques en provenance de zones cratoniques situées à l'est. Au Dévonien tardif et au Mississippien, la limite orientale de ces roches clastiques consistait en une limite carbonate-shale qui fluctuait fortement, se déplaçant parfois loin à l'est et au sud de sa position antérieure au Dévonien tardif (fig. 8-5, 8-6, 8-9, 8-10, 8-11). Bien que la transgression ait commencé au Givétien, les principaux épisodes transgressifs, séparés par de courts intervalles de régression, se sont déroulés au Frasnien, au Mississippien initial et au Mississippien précoce (fig. 8-11). Au Frasnien, le shale s'est étendu à l'est et au sud jusqu'au centre de l'Alberta (Formation d'Ireton). Au Mississippien initial, il s'est accumulé à travers le nord-est de la Colombie-Britannique, la partie sud des Rocheuses canadiennes (Formation d'Exshaw) et sur une grande distance à l'intérieur du continent (formations de Baakan, d'Antrim et de Chatanooga) (voir la section suivante). Les épisodes d'érosion antérieurs au Frasnien, au Mississippien initial et au Mississippien précoce ont affecté de nombreuses régions de la Cordillère et marqué les régressions intermédiaires. Immédiatement après la transgression du Mississippien précoce, la bordure de la plate-forme continentale carbonatée n'était pas bien définie, étant donné que le shale était interdigité avec le carbonate sur une vaste superficie (Formation de Banff), mais dès le Mississippien moyen (Viséen), au fur et à mesure que diminuaient les apports clastiques en provenance de l'ouest et du nord, les carbonates se sont à nouveau déposés le long d'une grande partie du miogéoclinal oriental (Groupe de Rundle, Formation de Prophet) (fig. 8-11).

Résumé de l'activité tectonique

Dans le nord du Yukon, l'activité tectonique au Dévono-Mississippien a été caractérisée par le soulèvement des strates miogéoclinales et par la mise en place concomitante d'intrusions granitiques, ce qui a entraîné une diminution progressive de la profondeur du milieu de sédimentation et une progradation vers le sud du prisme de roches clastiques (Assemblage d'Imperial). Le prisme de roches clastiques a été plissé avant le Carbonifère moyen. L'existence d'une tectonique de compression au Mississippien précoce, analogue à celle du géosynclinal franklinien de la région innuitienne arctique (orogenèse ellesmérienne; Kerr, 1981), est vraisemblable, mais tout indice d'un lien structural entre les deux régions est dissimulé sous la plate-forme de Beaufort.

Les roches clastiques grossières du Dévono-Mississippien présentes dans le reste de la Cordillère (Assemblage d'Earn) sont le produit de l'érosion de roches clastiques quartzeuses du Protérozoïque supérieur, de chert du Paléozoïque inférieur et localement de carbonate de plate-forme dans le miogéoclinal externe. L'absence de structures de compression, la présence locale de roches volcaniques alcalines qui se sont peut-être formées dans un milieu de rift, et l'existence de failles synsédimentaires ayant contrôlé les discordances localisées, les épaisseurs et faciès sédimentaires ainsi que la minéralisation exhalative, suggèrent un milieu en distension. Dans un contexte plus général, ce type de milieu pourrait refléter (1) une phase de rifting et de séparation des continents, (2) une phase de distension de grande envergure (transtension) à l'intérieur du miogéoclinal reliée à des décrochements survenus le long de l'ancienne marge continentale, ou (3) l'existence de bassins de distension dans l'avant-pays d'un orogène en compression. Eisbacher (1983) a corrélé la sédimentation clastique et les épisodes de soulèvement avec les bassins de transtension et les courbures en compression le long d'un seul décrochement traversant toute la région. Cependant, la position de cette structure reste difficile à déterminer (Cecile, 1984).

La présence de roches granitiques du Dévonien tardif et du Mississippien précoce dans des terranes suspects (terrane péricratonique de Kootenay) le long de la marge occidentale du miogéoclinal (Gabrielse et al., 1982; Mortensen et Jilsen, 1985) soulève le problème de leur corrélation possible avec le milieu tectonique des roches clastiques du même âge décrites dans le présent ouvrage. Les terranes déplacés présentent des affinités lithologiques avec les strates dérivées du craton nord-américain et correspondent probablement à des portions découpées du miogéoclinal externe. Si tel est le cas, le régime en tension qu'indiquent les roches clastiques de l'Assemblage d'Earn n'est peut-être qu'une phase d'un épisode d'orogenèse survenu plus à l'ouest.

La composition, l'âge et les faciès des roches clastiques du Dévonien et du Mississippien présentes dans la Cordillère canadienne montrent une similitude remarquable avec celles du «Flysch d'Antler» (Dévonien supérieur à Mississippien supérieur), dans la Cordillère américaine, dont la source était à l'ouest . Dans les interprétations classiques du «Flysch d'Antler» (p. ex. Poole, 1974), ce dernier est associé à la déformation et à l'obduction de roches siliceuses dévoniennes et plus anciennes (Allochtone de Roberts Mountain) sur la plate-forme carbonatée externe du miogéoclinal. Ce milieu tectonique est semblable à celui du Yukon septentrional et de l'Alaska, qui a eu pour conséquence la progradation vers le sud et vers l'est du prisme de roches clastiques de l'Assemblage d'Imperial, mais qui diffère du milieu de rift dans lequel s'est peut-être formé l'Assemblage d'Earn.

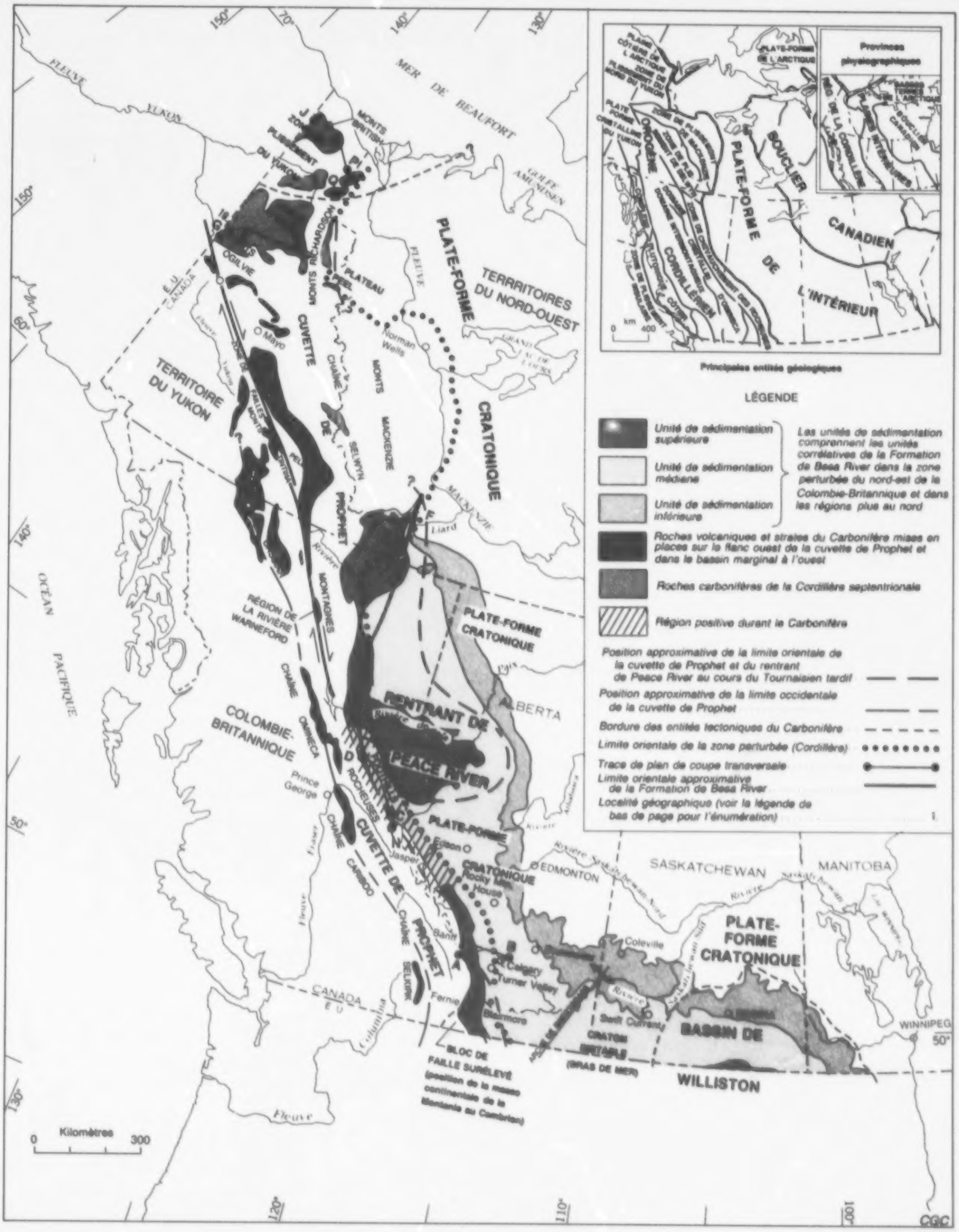
Stratigraphie carbonifère et permienne du Domaine de l'avant-pays

E.W. Bamber, C.M. Henderson, B.C. Richards et A. McGugan.

Les strates carbonifères et permiennes du Domaine de l'avant-pays (fig. 8-22) forment deux zones de faciès, à savoir une succession composée de carbonates de plate-forme et de rampe ainsi que de roches clastiques épicontinentales à continentales à l'est, et une succession corrélative, composée de shale et siltstone de faciès de bassin à l'ouest. Ces deux zones de faciès, qui vont des Rocheuses du Sud au Yukon septentrional, se sont déposées sur la marge occidentale du protocontinent nord-américain. La succession orientale de talus et plate-forme comprend plusieurs assemblages lithostratigraphiques, séparés par des disconformités régionales marquant la période d'érosion du Carbonifère tardif et du Permien. L'arasement survenu au-dessous de ces disconformités et d'autres plus récentes, submésozoïques, indique qu'une grande partie de la colonne stratigraphique du Paléozoïque supérieur a été éliminée, en particulier dans les Foothills et dans les monts Mackenzie.

Les relations entre les faciès et les variations d'épaisseur observés dans les sédiments de talus, de plate-forme et de bassin sont illustrées au moyen de coupes schématiques (fig. 8-27 à 8-31). Les corrélations (fig. 8-23, 8-24, 8-25) sont confirmées par les zonations régionales des foraminifères (Mamet et Skipp, 1970), des conodontes (Richards et al., sous presse; Henderson et al., sous presse), des brachiopodes (Bamber et Waterhouse, 1971) et des coraux (Sando et Bamber, 1985). Les faciès et faunes des roches carbonifères et permiennes présentes dans les terranes déplacés de Cassiar et de l'Alaska arctique sont semblables à ceux du protocontinent nord-américain et sont décrits dans la présente section.

Figure 8-22. Carte de localisation montrant la distribution des dépôts du Carbonifère, ainsi que la position des coupes stratigraphiques et des principales entités tectoniques du Carbonifère. 1 - Chaînon Lizard; 2 - Nappe de charriage de Hosmer; 3 - Nappe de charriage de Telford; 4 - Vallée de la Bow; 5 - Col Pine; 6 - Chaînon Labiche; 7 - Chaînon Kotaneelee; 8 - Chaînon Liard; 9 - Chaînon Nahoni; 10 - Monts Ogilvie; 11 - Monts Barn. Les unités de sédimentation inférieure, médiane et supérieure comprennent: Unité de sédimentation inférieure (formations de Exshaw, Bakken, Lodgepole, Banff et Yohin); Unité de sédimentation médiane (formations de Mission Canyon et Charles; Groupe de Rundle, à l'exception de la formation d'Etherington); Unité de sédimentation supérieure (groupes de Stoddart et Spray Lakes; formations de Kibbey, Etherington, Mattson et Golata).


Principales entités géologiques
LÉGENDE
Unité de sédimentation supérieure
Unité de sédimentation médiane
Unité de sédimentation inférieure
Les unités de sédimentation comprennent les unités corrélatives de la Formation de Besa River dans la zone perturbée du nord-est de la Colombie-Britannique et dans les régions plus au nord
Roches volcaniques et strates du Carbonifère mises en places sur le flanc ouest de la cuvette de Prophet et dans le bassin marginal à l'ouest
Roches carbonifères de la Cordillère septentrionale
Région positive durant le Carbonifère
Position approximative de la limite orientale de la cuvette de Prophet et du rentrant de Peace River au cours du Tournaisien tardif
Position approximative de la limite occidentale de la cuvette de Prophet
Bordure des entités tectoniques du Carbonifère
Limite orientale de la zone perturbée (Cordillère)
Trace de plan de coupe transversale
Limite orientale approximative de la Formation de Besa River
Localité géographique (voir la légende de bas de page pour l'énumération)
1
PLATE-FORME
BOUCLIER
CANADIEN
DE
L'INTÉRIEUR
CORDILLÈRE
MER DE BEAUFORT
GOLFE AMUNDSEN
TERRITOIRES DU NORD-OUEST
TERRITOIRE DU YUKON
PLATE-FORME CRATONIQUE
CUVETTE DE PROPHET
MONTS RICHARDSON
PLATEAU PEEL
MONTS MACKENZIE
RENTRANT DE PEACE RIVER
COLOMBIE-BRITANNIQUE
ALBERTA
SASKATCHEWAN
MANITOBA
BASSIN DE WILLISTON
OCÉAN PACIFIQUE
RÉGION DE LA RIVIÈRE WARNEFORD
Norman Wells
Mayo
Prince George
Jasper
EDMONTON
Banff
Calgary
Turner Valley
Fernie
Blairmore
Coleville
Swift Current
WINNIPEG
BLOC DE FAILLE SURÉLEVÉ (position de la masse continentale de la Montania au Cambrien)
Kilomètres
0
300
CGC

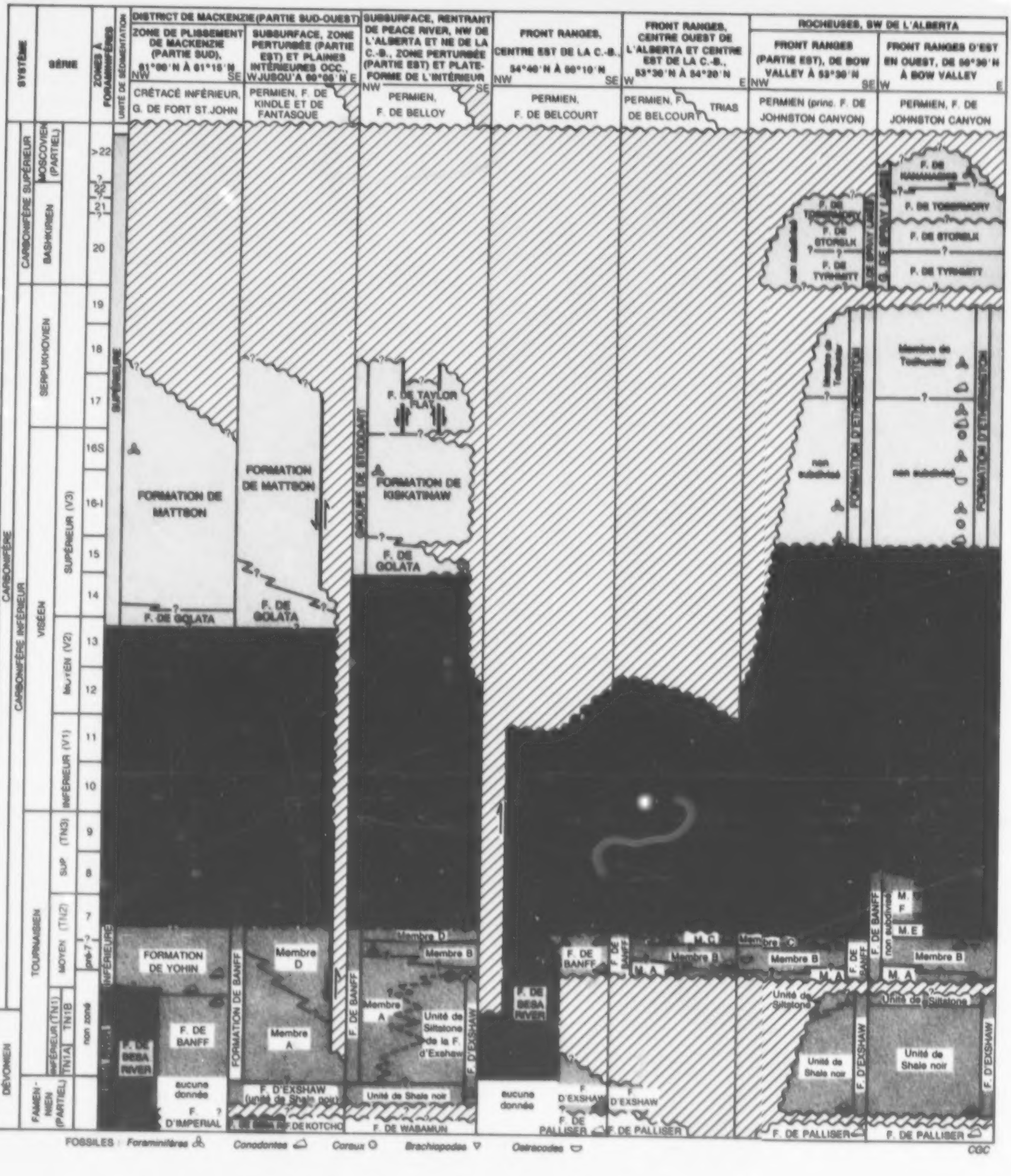


Figure 8-23. Corrélation entre les unités lithostratigraphiques du Carbonifère, du sud-ouest de l'Alberta au sud-ouest du district de Mackenzie. Les différentes teintes figurent les unités de sédimentation inférieure (gris), médiane (rouge) et supérieure (gris rougeâtre) définies à la figure 8-22.

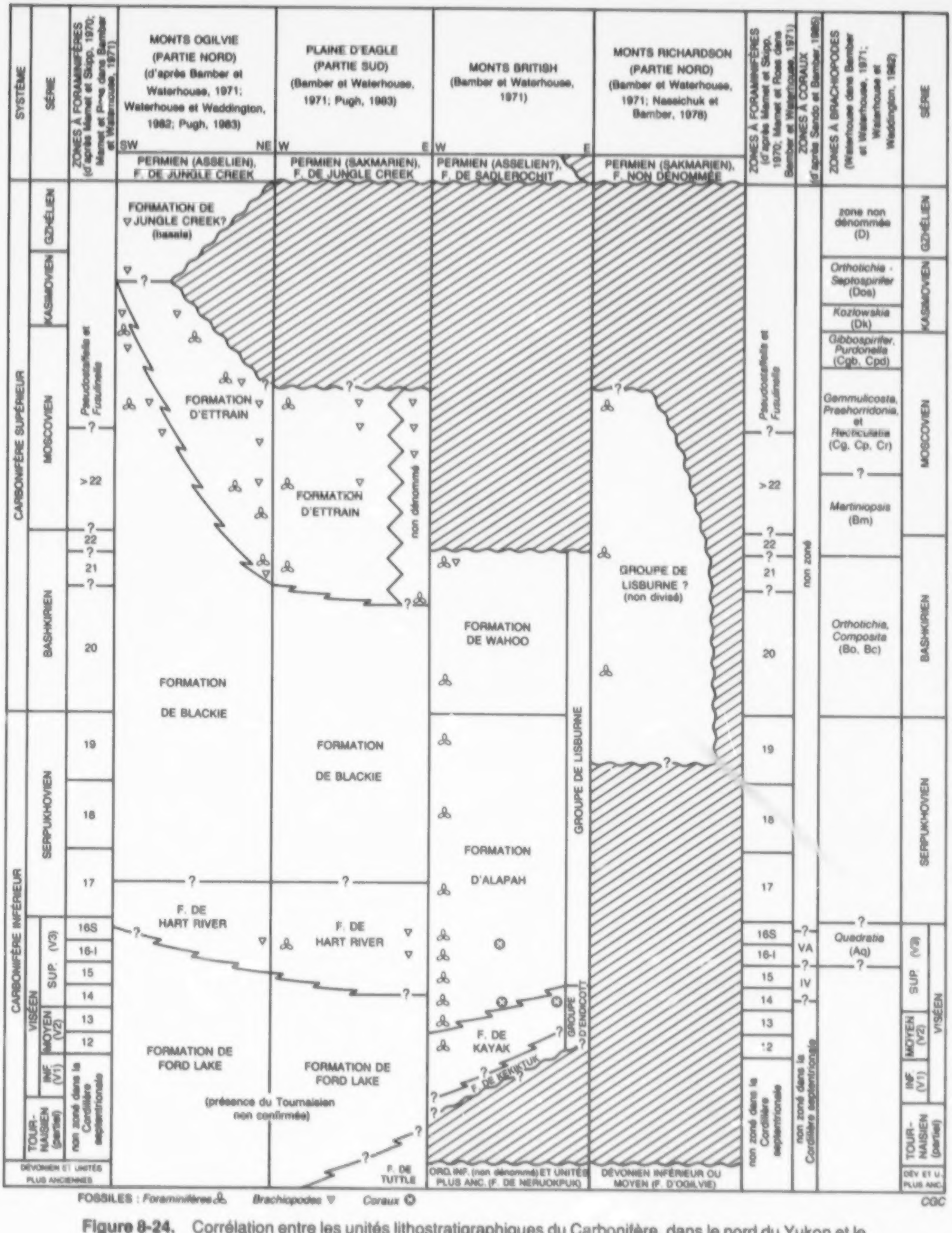


Figure 8-24. Corrélation entre les unités lithostratigraphiques du Carbonifère, dans le nord du Yukon et le nord-ouest du district de Mackenzie.

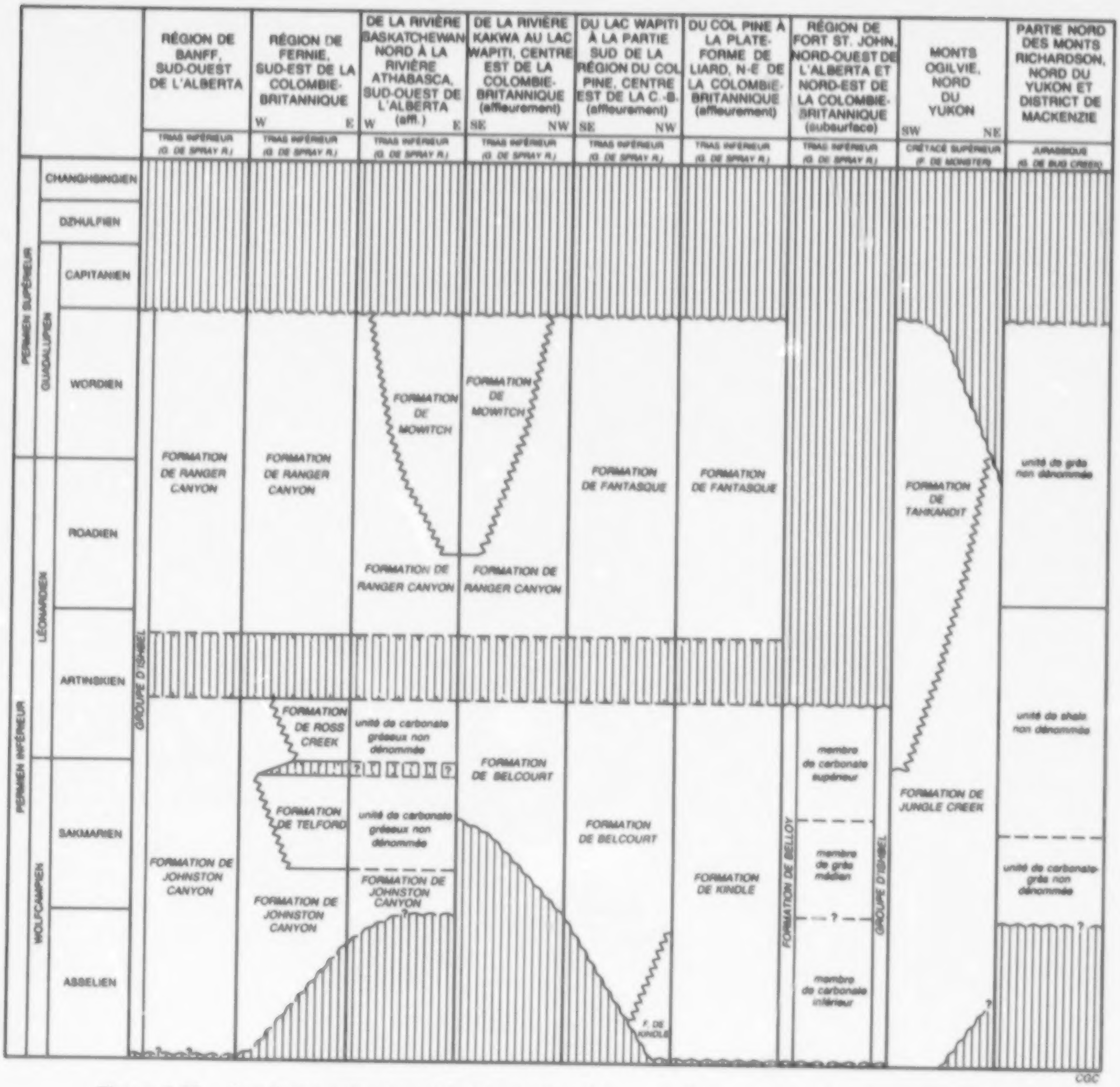


Figure 8-25. Corrélation entre les unités lithostratigraphiques du Permien, du sud-est de la Colombie-Britannique au nord-ouest du district de Mackenzie.

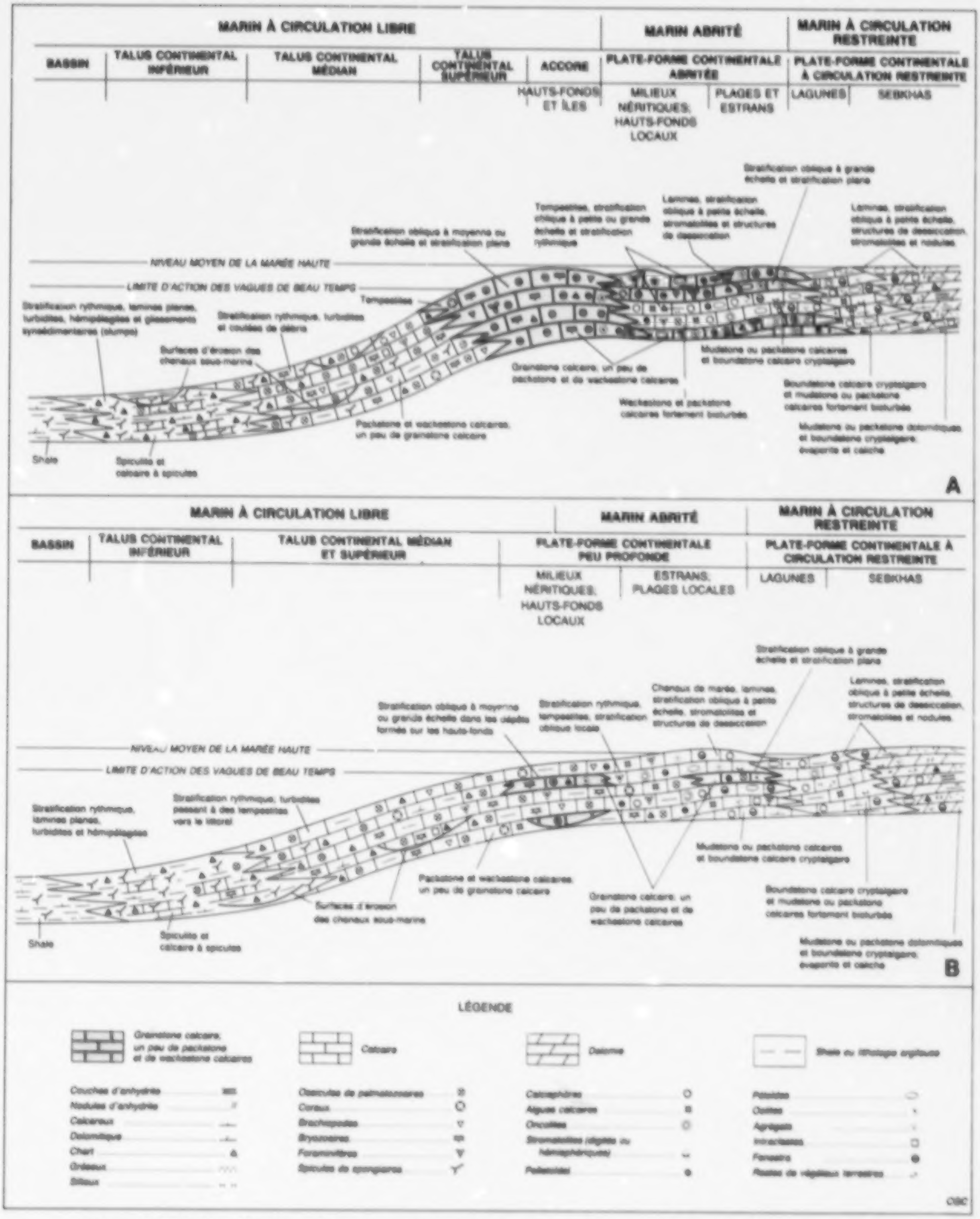


Figure 8-26A, B. Modèle schématique et simplifié de la sédimentation de la plate-forme (A) et de la rampe (B) carbonatées montrant les milieux de sédimentation et les lithologies correspondantes, illustrés aux figures 8-27 à 8-31.

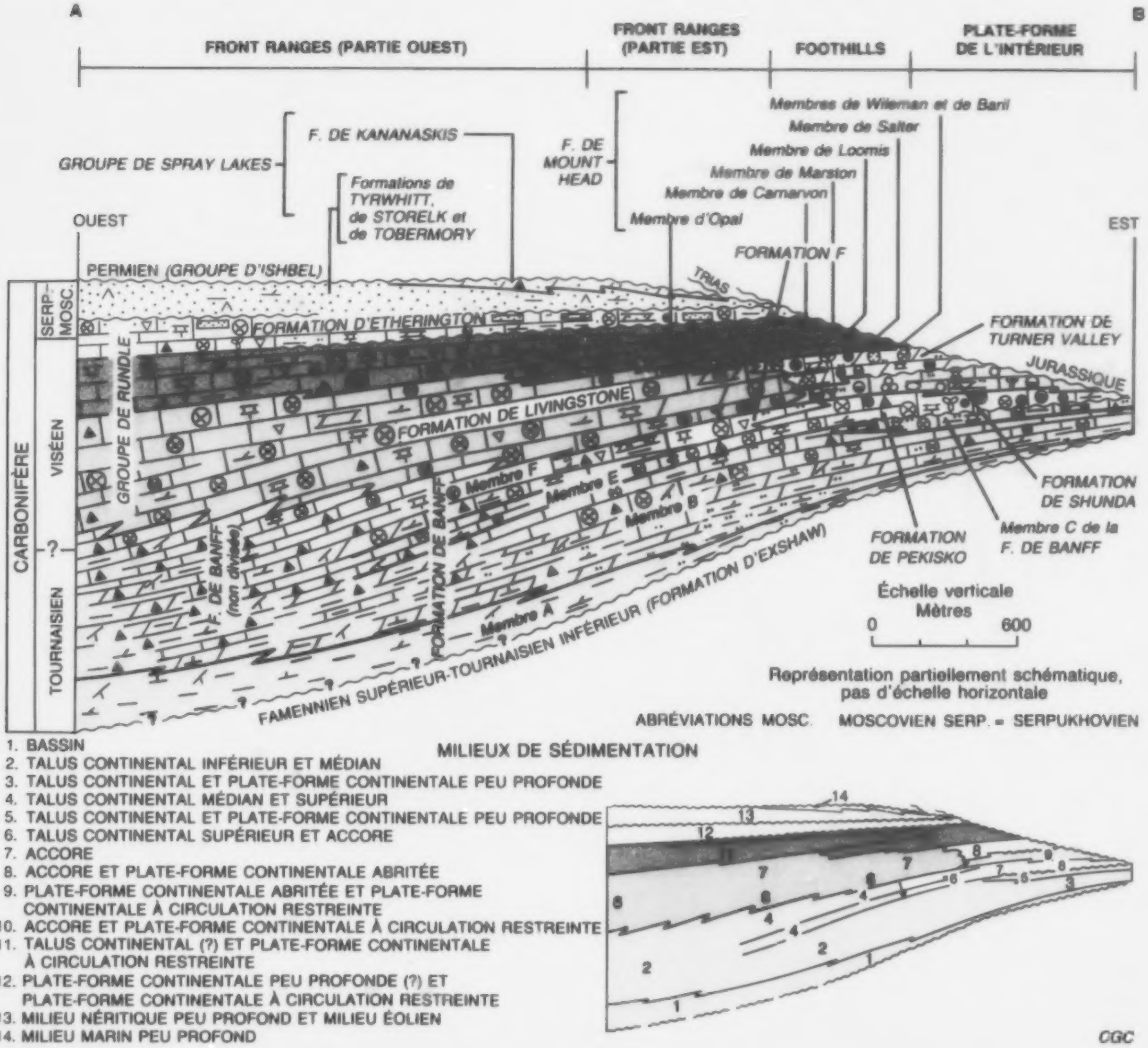
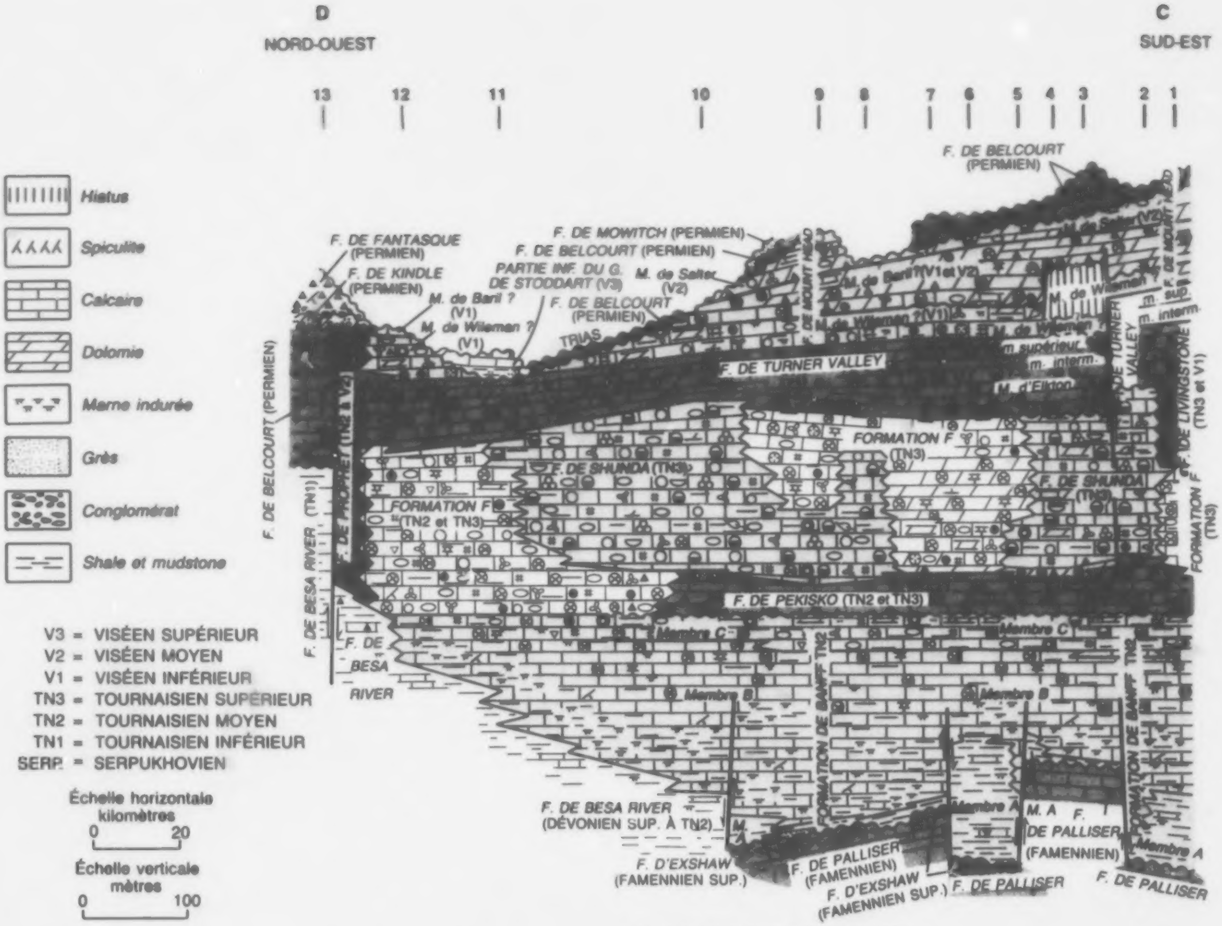


Figure 8-27. Coupe stratigraphique (AB) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Tournaisien au Moscovien, dans les Rocheuses du Sud et la partie ouest de la plate-forme de l'Intérieur (sud-ouest de l'Alberta - voir la position de la coupe à la fig. 8-22).



V3 = VISÉEN SUPÉRIEUR
V2 = VISÉEN MOYEN
V1 = VISÉEN INFÉRIEUR
TN3 = TOURNAISIEN SUPÉRIEUR
TN2 = TOURNAISIEN MOYEN
TN1 = TOURNAISIEN INFÉRIEUR
SERP. = SERPUKHOVIEN

Échelle horizontale kilomètres 0 20

Échelle verticale mètres 0 100

Chert
Calcareux
Dolomitique
Silteux
Phosphatique
Bitumineux
Fabrique fenestrale
Oolites
Péloïdes
Pelletoïdal
Agrégats
Oncolites
Ossicules de pelmatozoaires
Coraux
Brachiopodes
Bryozoaires
Ostracodes
Foraminifères
Spicules de spongiaires
Calcisphères
Algues calcaires
Restes de végétaux terrestres
Discordance (?)
Discordance
Faille normale possible

EMPLACEMENT DES COUPES

1. LACS JARVIS 54°06′21″N, 120°12′27″W
2. NW DU M. HANNINGTON 54°10′46″N, 120°14′45″W
3. MONT MEOSIN 54°17′08″N, 120°18′55″W
4. MONT MUINOK 54°20′03″N, 120°23′19″W
5. SW DU LAC BELCOURT 54°21′54″N, 120°29′58″W
6. RUIS. RED DEER 54°27′00″N, 120°35′14″W
7. M. BECKER 54°31′02″N, 120°38′46″W
8. LAC ONION 54°37′57″N, 120°45′34″W
9. RUIS. FELLERS 54°42′19″N, 120°53′06″W
10. CRÊTE ALBRIGHT 54°48′15″N, 121°17′37″W
11. MONT PAULSON 55°06′32″N, 121°48′23″W
12. PIC WATSON 55°13′58″N, 122°05′07″W
13. RUIS. LEAN-TO 55°04′33″N, 121°59′40″W

MILIEUX DE SÉDIMENTATION

1. BASSIN EUXINIQUE
2. BASSIN (PARTIELLEMENT EUXINIQUE)
3. TALUS CONTINENTAL
4. TALUS CONTINENTAL SUPÉRIEUR ET ACCORE (PLATE-FORME)
5. TALUS CONTINENTAL SUPÉRIEUR ET PLATE-FORME CONT. PEU PROF. (RAMPE)
6. PLATE-FORME CONT. PEU PROF. (RAMPE)
7. PLATE-FORME CONTINENTALE ABRITÉE ET PLATE-FORME CONT. À CIRC. RESTR.
8. ACCORE ET PLATE-FORME CONTINENTALE ABRITÉE
9. PLATE-FORME CONT. PEU PROF. ET PLATE-FORME CONT. À CIRC. RESTREINTE (RAMPE)
10. MARGE DE PLATE-FORME CONT. INTERNE (PL-FORME)
11. PLATE-FORME CONTINENTALE ABRITÉE (PLATE-FORME)
12. PLATE-FORME CONTINENTALE À CIRCULATION RESTREINTE
13. TALUS CONTINENTAL À PLATE-FORME CONTINENTALE PEU PROFONDE (RAMPE EN PARTIE)
14. BASSIN? À PLATE-FORME CONTINENTALE PEU PROFONDE

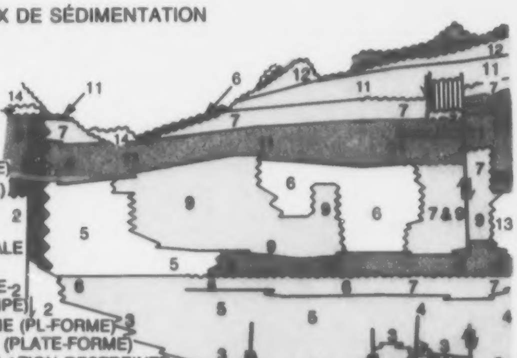


Figure 8-28. Coupe stratigraphique (CD) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Tournaisien et du Viséen, dans les Rocheuses centrales (centre est de la Colombie-Britannique - voir la position de la coupe à la fig. 8-22).

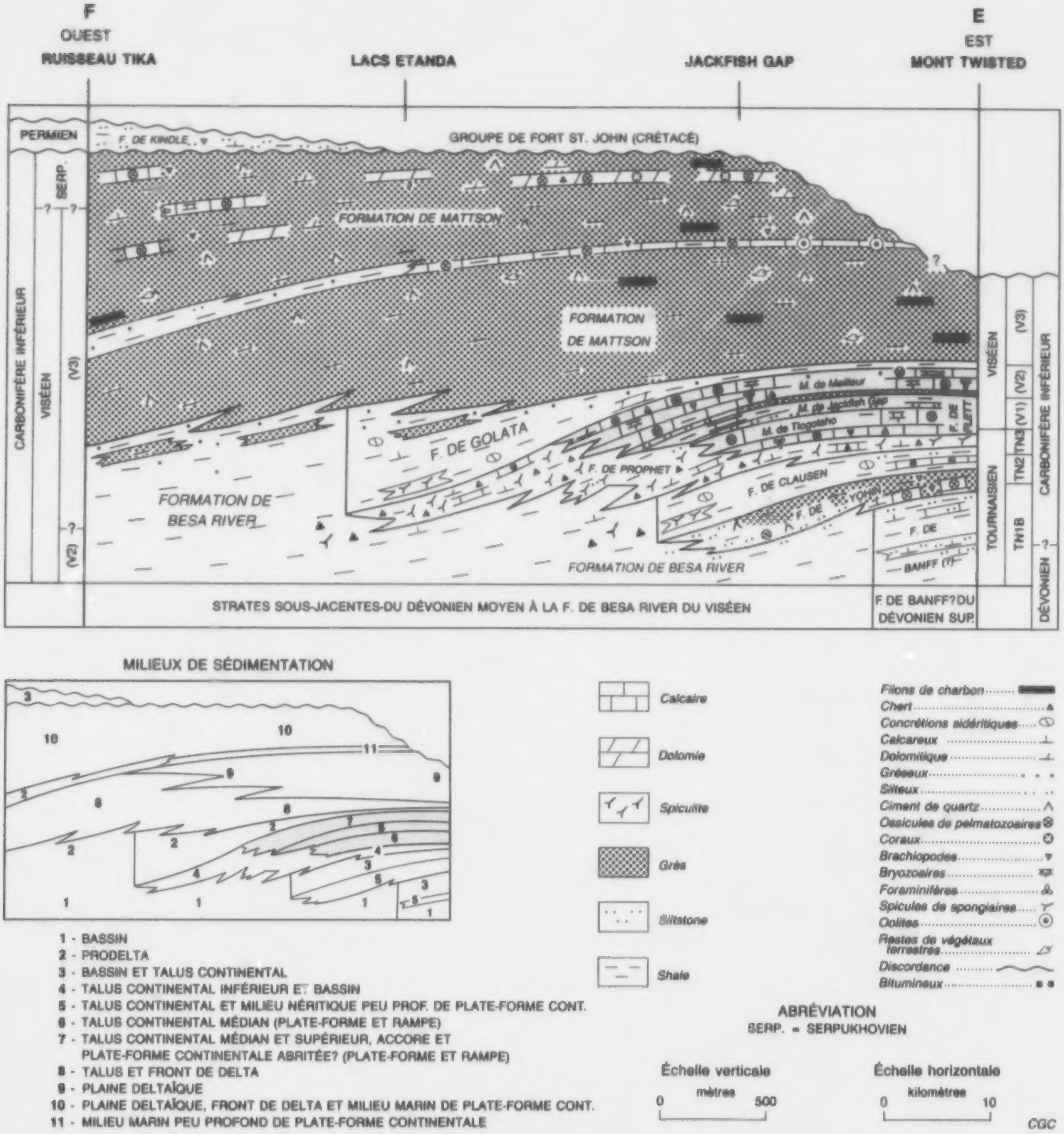


Figure 8-29. Coupe stratigraphique (EF) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Tournaisien, du Viséen, du Serpukhovien et du Permien, dans les monts Mackenzie (sud-ouest du district de Mackenzie, sud-est du Yukon - voir la position de la coupe à la fig. 8-22).

Carbonifère

Les dépôts carbonifères de la zone carbonatée-clastique sont préservés dans la majeure partie du Domaine de l'avant-pays où, partiellement, ils surmontent en disconformité les strates plus anciennes. Dans les Rocheuses et les monts Mackenzie, cette succession, qui s'est déposée dans la cuvette de Prophet (fig. 8-22; Richards et al., sous presse) et dans l'extrême ouest de la plate-forme cratonique, se compose de dépôts de plate-forme carbonatée et de rampe s'échelonnant du Tournaisien moyen au Viséen supérieur (fig. 8-26A, B), surmontés par une grande étendue de roches silicoclastiques de milieux deltaïque, non deltaïque, marin peu profond et supratidal, du Viséen supérieur et du Serpukhovien (Bamber et al., 1984; Richards, 1983, 1989). Cette succession est surmontée en disconformité par des carbonates et roches silicoclastiques du Bashkirien et du Moscovien inférieur qui sont incomplètement préservées au-dessous d'une disconformité régionale subpermienne (fig. 8-32, 8-33; McGugan et al., 1968). Dans le nord du Yukon, où la partie supérieure de la colonne stratigraphique du Carbonifère est plus complète, la zone carbonatée-clastique est une succession continue de carbonates et de quantités mineures de roches silicoclastiques du Tournaisien(?) au Moscovien; les carbonates du Carbonifère et d'âges plus récents sont localement préservés. Les dépôts de cet âge, de types deltaïque et silicoclastique d'eau peu profonde, sont principalement confinés à l'est, le long des flancs des monts

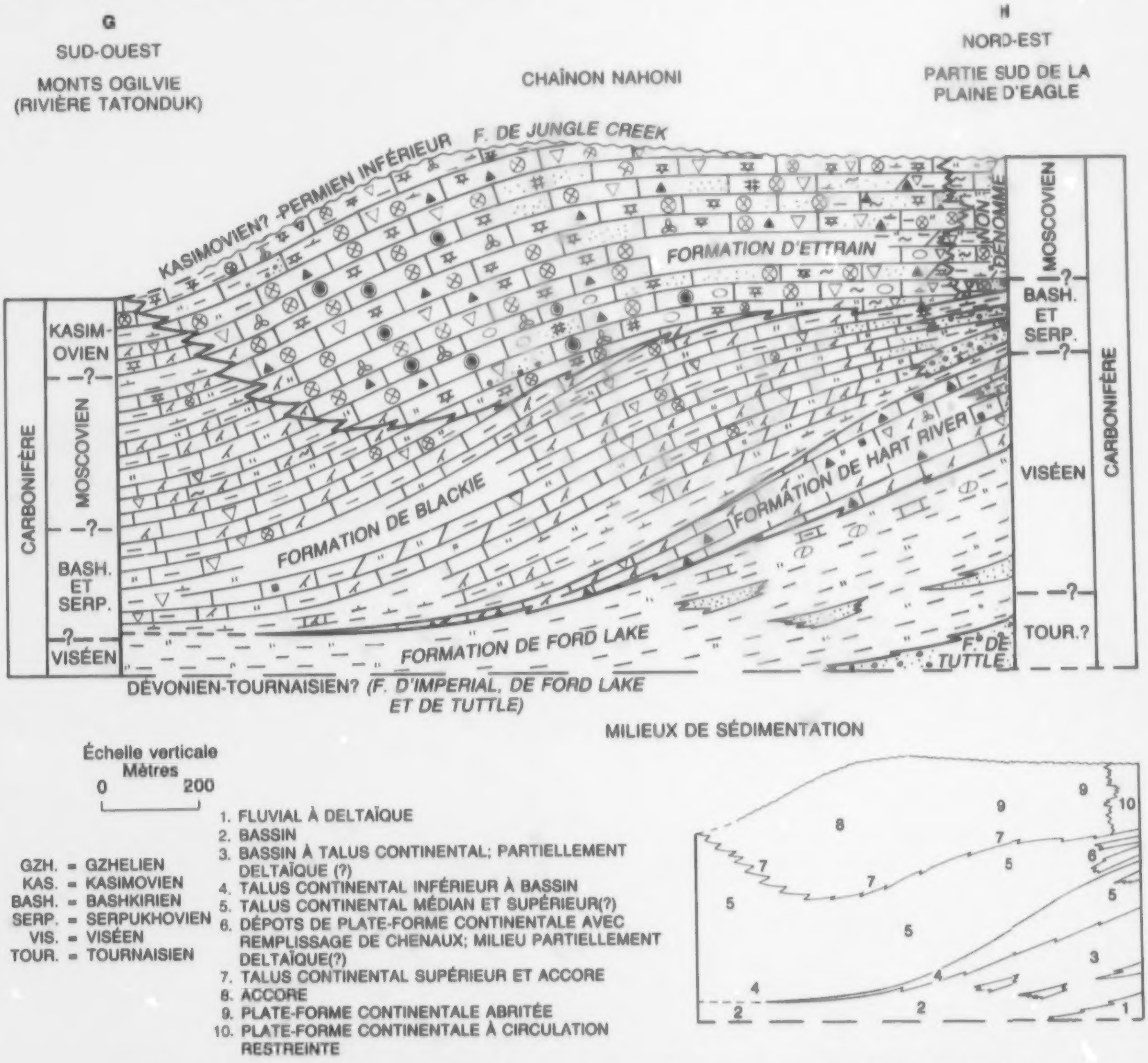


Figure 8-30. Coupe stratigraphique (GH) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Carbonifère, dans la Cordillère septentrionale (monts Ogilvie, plaine d'Eagle - voir la position de la coupe à la fig. 8-22).

Richardson et Barn (Bamber et Waterhouse, 1971; Pugh, 1983). La succession septentrionale s'est déposée dans la partie nord de la cuvette de Prophet et a formé un biseau d'aggradation sur la zone de plissement du Yukon vers le nord-est, et sur la plate-forme cratonique vers l'est (fig. 8-22).

La zone carbonatée-clastique est sus-jacente et passe progressivement vers l'ouest à une succession de dépôts de bassin à travers une vaste zone transitionnelle qui semble s'être déplacée vers le sud-ouest (fig. 8-27, 8-28, 8-29). Dans la partie occidentale de la succession de bassin, se manifeste un amincissement marqué des couches vers l'ouest, en raison d'un faible apport de sédiments dans un bassin à faible taux de sédimentation (Bamber et al., 1984).

Rocheuses du Sud et Foothills

Dans cette région, seule existe la zone carbonatée-clastique; elle est représentée par des composantes des assemblages de Rundle, Mattson et Ishbel (fig. 8-27, 8-32). Aucune strate plus récente que le Moscovien précoce n'est préservée au-dessous de la disconformité subpermienne. Les faciès de shale de bassin sont limités à de minces unités qui s'échelonnent du Famennien tardif au Tournaisien moyen, à la base de la succession (partie inférieure de la Formation d'Exshaw et partie inférieure de la Formation de Banff). Celles-ci sont recouvertes par des carbonates de plate-forme et de rampe, qui s'échelonnent du Tournaisien moyen au Moscovien inférieur, et par des roches clastiques terrigènes des parties intermédiaire et inférieure de la

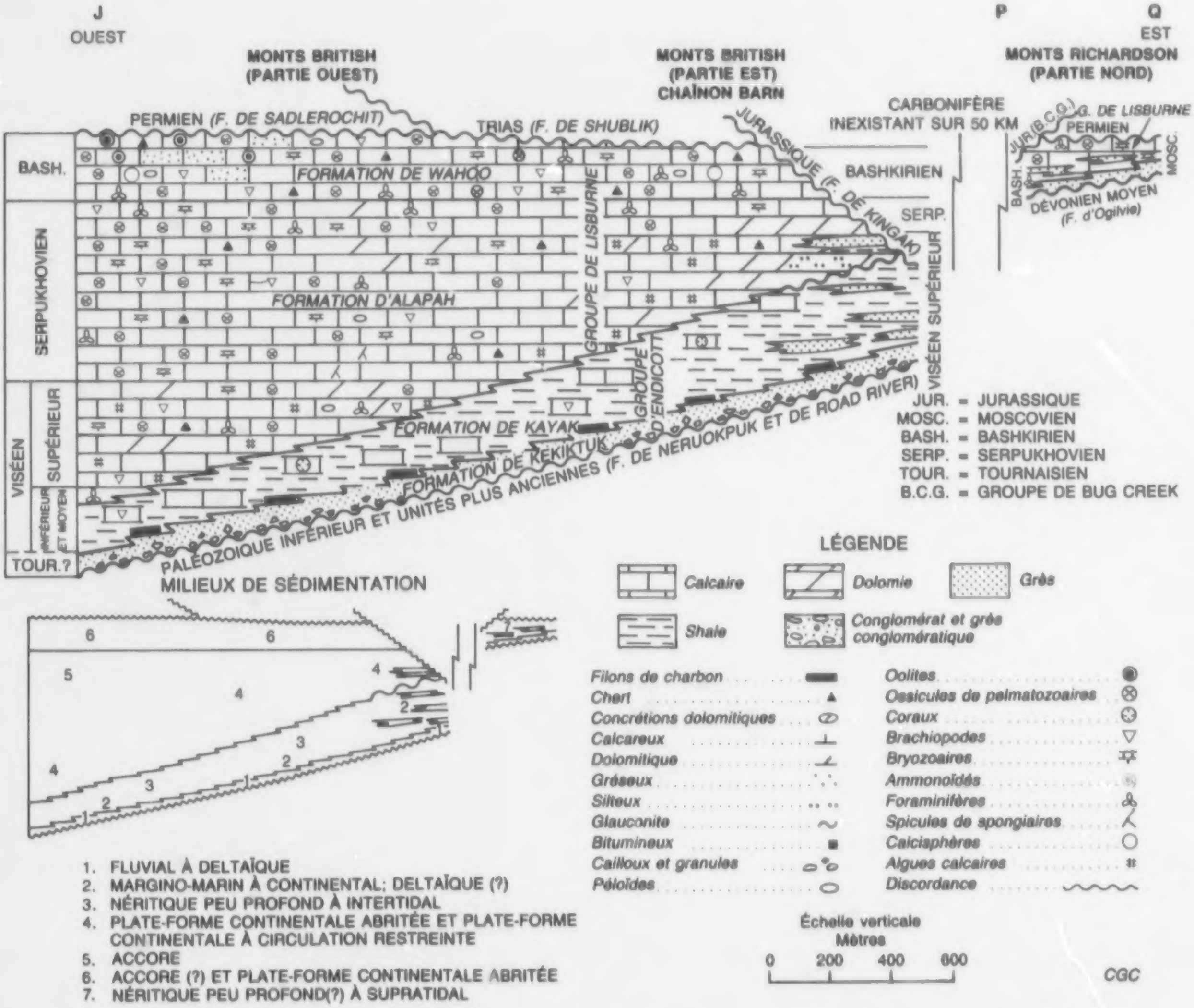


Figure 8-31. Coupe stratigraphique (J-PQ) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Viséen au Moscovien, dans la Cordillère septentrionale (nord du Yukon et nord-ouest du district de Mackenzie - voir la position de la coupe à la fig. 8-22).

Figure 8-32. Formations d'Exshaw et de Banff (EX, BF) et Groupe de Rundle (F. de Pekisko - PE, formation non dénommée («F») - UF, F. de Livingstone - L, F. de Mount Head - MH), du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur, au mont Grotto, près de Banff en Alberta (51°03'N, 115° 14 W); les limites des formations sont indiquées par des flèches; Formation de Palliser (P) du Dévonien supérieur au premier plan; photo prise en direction du nord-ouest à partir de la vallée de la Bow. (Photo: B.C. Richards). GSC 205235-C.

Figure 8-33. Formations de Belcourt (B) et de Mowitch (M) du Permien, près du ruisseau Kvass, dans le centre ouest de l'Alberta (53°37'18"N, 119°07'43"W); la Formation de Belcourt est séparée par une disconformité régionale des strates sous-jacentes du Carbonifère inférieur (formations de Mount Head (MH) et de Turner Valley (TV)); shale et siltstone du Trias inférieur (T) à l'horizon; photo prise en direction du sud-ouest. GSC 205235-MM.

Figure 8-34. Formation de Banff (B) et Groupe de Rundle (F. de Pekisko - P, F. de Shunda - S, F. de Turner Valley - TV, et F. de Mount Head - MH), du Carbonifère inférieur; coeur du dôme Moose, falaises situées au nord du ruisseau Canyon, à 50 km au sud-ouest de Calgary en Alberta (lat. 50°54'30"N, long. 114°48'30"W). (Photo: N.C. Ollerenshaw). GSC 205235-GG.

Formation de Banff, du Groupe de Rundle et du Groupe de Spray Lakes. Les corrélations entre les faciès (fig. 8-27; Richards et al., sous presse; Bamber et al., 1984) indiquent une tendance générale à une diminution de la profondeur d'eau vers le haut (séquence régressive), tendance qui a été interrompue par plusieurs épisodes de transgression régionale.

La partie basale de la succession se compose de shale bitumineux noir pouvant atteindre 10 m d'épaisseur, appartenant à la partie inférieure de la Formation d'Exshaw (Macqueen et Sandberg, 1970). Ces dépôts, qui localement chevauchent la limite entre le Dévonien et le Carbonifère, se sont accumulés dans un milieu marin anoxique moyennement profond (au-dessous de la limite d'action des vagues de tempête) pendant une transgression initiale qui a eu lieu entre le Dévonien terminal et le Carbonifère initial. Un siltstone, un grès et un calcaire sus-jacents, du Tournaisien inférieur et moyen(?), placés dans la partie supérieure de la Formation d'Exshaw (qui peut atteindre 39 m d'épaisseur) se sont déposés dans un environnement progressivement moins profond, allant d'un milieu de talus continental à un milieu d'eau peu profonde (au-dessus de la limite d'action des vagues).

La Formation de Banff (Tournaisien moyen) qui comprend plusieurs membres informels (fig. 8-30; Richards et al., sous presse) surmonte en disconformité la Formation d'Exshaw dans presque toute la région, excepté dans le centre ouest de l'Alberta et le centre est de la Colombie-Britannique, où la Formation d'Exshaw est généralement absente. À cet endroit, la Formation de Banff surmonte en disconformité les carbonates famenniens de la Formation de Palliser (planche 18). La Formation de Banff, qui augmente d'épaisseur vers l'ouest, a une puissance comprise entre 170 et 550 m et comprend un shale basal noir à gris sombre qui passe progressivement vers le haut à des carbonates de talus, de plate-forme peu profonde, de marge de plate-forme et de plate-forme à circulation restreinte. À l'est, elle témoigne d'une seule transgression régionale et d'une régression ultérieure, mais à l'ouest, elle est le résultat de deux épisodes régionaux de transgression et régression (fig. 8-27).

Le Groupe de Rundle sus-jacent (fig. 8-32, 8-34), qui est typique de l'Assemblage de Rundle, est une succession progradante, montrant une diminution de la profondeur vers le haut, déposée durant plusieurs hémicycles de transgression-régression (Richards et al., sous presse). À la base du groupe, le grainstone du Tournaisien moyen à supérieur, déposé dans un milieu allant d'une plate-forme continentale abritée à une marge de plate-forme continentale (fig. 8-26A, 8-27), et appartenant à la Formation de Pekisko (40-152 m d'épaisseur), passe vers le sud-ouest à des packstones et wackestones de talus, corrélatifs du grainstone et appartenant à la Formation de Banff et à la formation «F» (fig. 8-27). Au-dessus de la Formation de Pekisko, des carbonates de plate-forme continentale à circulation restreinte ou de marge de plate-forme continentale (fig. 8-26A), dont l'âge s'échelonne du Tournaisien tardif au Viséen tardif (formations de Shunda, de Turner Valley et de Mount Head), passent vers le sud-ouest au grainstone à bioclastes du même âge de la Formation de Livingstone, déposé sur la marge de la plate-forme continentale et sur le talus supérieur et dont l'épaisseur se situe entre 200 et 425 m (fig. 8-27, 8-32). Plus à l'ouest, dans les Front Ranges occidentaux, la partie inférieure de la Formation de Livingstone passe latéralement aux packstones et wackestones de talus, qui sont du même âge et situés dans la partie supérieure de la Formation de Banff. Les faciès de talus inférieur et de bassin, qui sont les équivalents des parties intermédiaire et supérieure de la Formation de Livingstone, ne subsistent pas dans les Rocheuses du Sud et les Foothills.

La Formation d'Etherington, qui s'échelonne du Viséen supérieur au Serpukhovien (Douglas, 1958) et qui est située au sommet du Groupe de Rundle, englobe des faciès (58-250 m d'épaisseur) qui sont transitionnels entre les carbonates de plate-forme de la Formation de Mount Head au-dessous, et les strates clastiques terrigènes du Groupe de Spray Lakes au-dessus (fig. 8-27; Scott,1964). La partie inférieure de la Formation d'Etherington, qui recouvre en concordance ou en disconformité la Formation de Mount Head, est une succession d'hémicycles, dont chacun comprend des carbonates de plate-forme abritée (grainstone à bioclastes et à oolites) passant vers le haut à des carbonates et roches silicoclastiques de plate-forme à circulation restreinte (dolomie à lamination plane, shale bariolé, calcaire algaire, encroûtement calcaire, brèches à terra rossa et brèches de dissolution; fig. 8-26A; Richards et al., sous presse). Le grès constitue la majeure portion de la partie supérieure de la Formation d'Etherington (Membre de Todhunter) et devient plus abondant vers le sommet de cette unité. Il représente une langue de l'Assemblage de Mattson.

Les carbonates du Groupe de Rundle se sont déposés au cours de plusieurs épisodes de transgression et de régression. Le grainstone calcaire des formations de Pekisko et de Turner Valley et des membres de Baril et Loomis de la Formation de Mount Head (fig. 8-27) se sont accumulés durant des transgressions régionales et pendant les phases initiales des régressions ultérieures. Après le dépôt de chacune de ces unités, la régression en cours a atteint son point culminant par le dépôt de faciès de plate-forme à circulation restreinte, faciès qui ont surtout été préservés dans la Formation de Shunda et dans les membres de Wileman, de Salter, de Marston, de Carnarvon et d'Opal de la Formation de Mount Head. La Formation d'Etherington sus-jacente, qui témoigne de nombreux épisodes mineurs de transgression et régression, s'est déposée au cours de deux grandes régressions et d'une transgression intermédiaire importante (Richards et al., sous presse).

Le Groupe de Spray Lakes du Bashkirien et du Moscovien inférieur (Assemblage d'Ishbel), d'environ 250 m d'épaisseur et comprenant les formations de Tyrwhitt, de Storelk, de Tobermory et de Kananaskis (Scott, 1964; McGugan, 1964; = Formation de Misty d'après Norris, 1965), recouvre en disconformité le Groupe de Rundle (fig. 8-27). Dans la partie inférieure de cet intervalle, le grès présente une stratification oblique de petite à très grande échelle, et il est associé à une dolomie gréseuse moins abondante. La Formation de Tyrwhitt, typique d'un milieu marin peu profond, et la Formation de Storelk, sus-jacente et de caractère éolien, témoignent d'une transgression et d'une régression ultérieure. Le grès de la Formation de Tobermory surmonte en disconformité la Formation de Storelk et s'est déposé dans des milieux néritiques peu profonds (au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps) durant une transgression qui a débuté au Bashkirien tardif et s'est terminée par le dépôt de la Formation de Kananaskis (Moscovien inférieur). La

dolomie gréseuse de la Formation de Kananaskis, dont le contact basal avec la Formation de Tobermory est progressif, représente le retour à une sédimentation carbonatée de milieu marin peu profond de grande étendue.

Rocheuses centrales et Foothills (54°00'N-55°30'N)

La partie inférieure de la zone carbonatée-clastique (Assemblage de Rundle) est bien représentée dans les deux tiers sud-est de cette région, où la Formation de Banff et le Groupe de Rundle (fig. 8-35) englobent des faciès semblables à ceux des Foothills et des Front Ranges orientaux, dans le centre ouest de l'Alberta (Mamet et al., 1986; Bamber et al., 1984; fig. 8-28). La partie supérieure de la zone carbonatée-clastique, équivalente à la partie supérieure de la Formation de Mount Head, de la Formation d'Etherington et à la partie inférieure du Groupe de Spray Lakes, est absente au-dessous de la disconformité subpermienne. À la base de la succession, le shale noir de bassin appartenant à la Formation d'Exshaw recouvre sans transition à certains endroits, progressivement ailleurs, les carbonates famenniens de la Formation de Palliser. L'intervalle famennien de la Formation d'Exshaw, qui a moins de 5 m d'épaisseur, est souvent présent dans la moitié nord de la région, mais généralement absent au sud. La Formation de Banff du Tournaisien moyen, qui est une succession de transgression-régression semblable à celle des Front Ranges du Sud, recouvre en disconformité les formations d'Exshaw et de Palliser. Les relations stratigraphiques et de faciès à l'intérieur du Groupe de Rundle dans cette région sont semblables à celles observées dans le sud-ouest de l'Alberta, mais de puissants intervalles de grainstone de marge de plate-forme continentale, comme ceux de la Formation de Livingstone (fig. 8-27), sont généralement absents.

Dans la partie nord-ouest de la région, la zone carbonatée-clastique se compose principalement de faciès de talus, de plate-forme continentale peu profonde et de marge de plate-forme continentale (fig 8-26B, 8-28), qui passent progressivement vers l'ouest au shale de bassin de la Formation de Besa River (Assemblage de Besa River). Dans cette région, la distribution des faciès a été profondément influencée par la formation du rentrant de Peace River (Bamber et al., 1984; fig. 8-22), qui représente un prolongement vers l'est de milieux marins plus profonds sur la plate-forme cratonique. Ce rentrant s'est formé durant le Dévonien terminal et le Carbonifère précoce, et son axe se trouve près de celui de l'arche dévonienne de Peace River. Il est défini par un épaississement marqué des strates du Carbonifère inférieur et par un accroissement de la proportion des dépôts d'eau plus profonde dans une vaste région comprise entre 54°30'N et 57°30'N. Sa marge sud était généralement orientée vers l'est, et le côté opposé vers le nord-ouest.

Dans les Rocheuses centrales, le shale et le carbonate des formations d'Exshaw et de Banff passent progressivement vers le nord-ouest au shale de la Formation de Besa River dans le rentrant de Peace River. Les relations est-ouest entre les faciès n'ont pas encore été déterminées dans cette région, en ce qui concerne les formations de Banff et d'Exshaw. À l'intérieur du Groupe de Rundle sus-jacent, qui s'échelonne entre le Tournaisien moyen et le Viséen moyen, un assemblage carbonaté complexe représentant des faciès de plate-forme continentale carbonatée et de talus continental médian (fig. 8-26A), et atteignant parfois 650 m d'épaisseur, passe progressivement vers l'ouest et le nord à des faciès de talus continental et de bassin de la Formation de Prophet. La Formation de Prophet, assemblage de plus de 200 m d'épaisseur, composé de spiculite, de carbonates riches en spicules et de quantités moindres de grainstone calcaire, passe progressivement au shale de bassin de la Formation de Besa River à l'ouest, et au nord également, dans le rentrant de Peace River (Richards et al., sous presse).

Rocheuses du Nord, Foothills et partie sud des monts Mackenzie

Des faciès de shale de bassin (Assemblage de Besa River) et des dépôts du talus adjacent (fig. 8-26A, B), situés dans la partie occidentale de la succession carbonatée-clastique (Assemblage de Rundle), existent sur toute la longueur de la zone d'affleurement dans cette région (fig. 8-22, 8-29). Des carbonates et roches silicoclastiques dont les milieux de dépôt varient du milieu marin peu profond à la zone supratidale apparaissent dans la subsurface de la plate-forme de l'Intérieur, dans la région nord-est de la Colombie-Britannique, et affleurent localement au nord de 60°N dans la partie sud des monts Mackenzie.

À l'intérieur de la zone carbonatée-clastique, les dépôts du Tournaisien au Viséen moyen montrent des relations de faciès semblables à celles du centre est de la Colombie-Britannique, mais contiennent une plus grande proportion

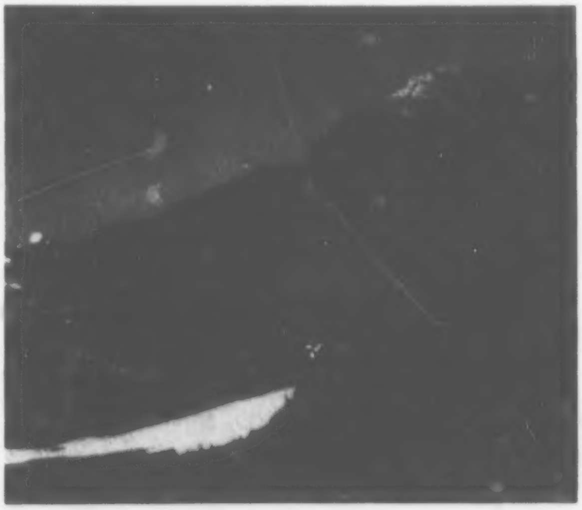


Figure 8-35. Partie supérieure de la Formation de Banff (B) et Groupe de Rundle (R), du Carbonifère inférieur; flanc sud-ouest du mont Becker, dans le nord-est de la Colombie-Britannique (54°31'30"N, 120°39'W); surmontés en disconformité par des carbonates (F. de Belcourt) et des roches silicoclastiques (F. de Mowitch) du Permien; siltstone et shale peu résistants du Trias inférieur (T) en haut à droite; photo prise en direction du sud-ouest. (Photo: B.C. Richards). GSC 205235-LL.

de roches clastiques terrigènes. En outre, une épaisse succession dominée par des grès (Assemblage de Mattson) (fig. 8-36), datée du Viséen tardif et du Serpukhovien, est préservée au-dessous des disconformités subpermienne et submésozoïque dans la majeure partie de la région. Les dépôts les plus anciens de la succession carbonatée-clastique se trouvent dans la Formation de Yohin, du Tournaisien inférieur et moyen, dans le sud des monts Mackenzie. Cette formation, qui est contemporaine de la partie supérieure de la Formation de Banff au sud-est, comprend une séquence régressive de 80 à 160 m d'épaisseur, constituée de grès, de siltstone et de calcaire bioclastique mixte déposés dans des milieux marin peu profond ou de talus. Le shale de bassin de la Formation de Clausen (30-200 m d'épaisseur), du Tournaisien moyen et supérieur, repose en concordance sur la Formation de Yohin. Les équivalents carbonatés de talus et de plate-forme continentale de la Formation de Clausen sont presque entièrement limités à la Formation de Prophet dans la Cordillère et à la Formation de Pekisko et à une formation non dénommée («F») dans la plate-forme de l'Intérieur. Au-dessus de la Formation de Clausen, existe une épaisse succession de faciès typiques de milieux allant du talus inférieur à la marge de plate-forme continentale, du Tournaisien supérieur et du Viséen moyen, dans la Formation de Prophet et la Formation de Flett sus-jacente (Richards, 1983, 1989; Richards et al., sous presse). La Formation de Prophet (fig. 8-37) se compose d'une épaisseur maximale de 770 m de spiculite et de calcaire riche en spicules, accompagnés de quantités moindres de shale, et se situe dans le prolongement d'un faciès similaire de talus inférieur des membres A et B de la Formation de Prophet, qui affleure dans le nord-est de la Colombie-Britannique (Bamber et al., 1968; Bamber et Mamet, 1978). Dans le sud des monts Mackenzie, la Formation de Prophet s'épaissit vers l'ouest, et occupe ainsi la totalité de l'intervalle équivalent à la Formation de Flett, s'étendant du Tournaisien supérieur au Viséen moyen (fig. 8-29). Cette dernière, qui recouvre la Formation de Prophet et passe graduellement à celle-ci vers l'ouest, comprend jusqu'à 360 m de packstone et grainstone bioclastiques mixtes formés dans un milieu allant de la marge de plate-forme continentale au talus médian (fig. 8-26A), durant deux grands épisodes de transgression et régression. Dans ses affleurements nord-est, la partie intermédiaire de la Formation de Flett (Membre de Jackfish Gap; Richards, 1989) contient deux minces intervalles de grès et siltstone à stratification oblique. Le grainstone est principalement présent dans la partie supérieure de la Formation de Flett (Membre de Meilleur, Richards, 1989) et est particulièrement abondant dans les coupes situées à l'est (fig. 8-29). L'unité supérieure semble prolonger en continuité des carbonates similaires attribués au Membre C de la Formation de Prophet dans le nord-est de la Colombie-Britannique (Bamber et Mamet, 1978). Des paléochenaux sous-marins de grande étendue sont fréquents dans les dépôts de talus des formations de Yohin, de Flett et de Prophet (Richards, 1978, 1983, 1989). Dans la subsurface adjacente de la plate-forme de l'Intérieur, les éléments corrélatifs des unités du Tournaisien au Viséen moyen dans la zone d'affleurement sont situés dans la partie supérieure de la Formation de Banff, dans la Formation de Pekisko, dans la formation non dénommée «F», et dans les formations de Shunda, de Debolt, de Flett et de Prophet.

La succession carbonatée, dans ses affleurements et en subsurface, est recouverte par un épais assemblage régressif de roches silicoclastiques et de carbonates moins abondants, du Viséen supérieur et du Serpukhovien (Assemblage de Mattson) (fig. 8-29). Cette phase de sédimentation a été amorcée par le dépôt de shale, et accessoirement de grès et carbonate, de faciès variant du faciès de bassin au faciès prodeltaïque, appartenant à la

Figure 8-36. Formations de Flett (F), de Golata (G) et de Mattson (M), du Carbonifère inférieur; Jackfish Gap, dans le sud-ouest du district de Mackenzie (stratotype des formations de Flett et de Mattson - 61°05'54"N, 123°59'26"W); Formation de Golata, 8 m d'épaisseur; la base de la Formation de Flett est indiquée par une flèche à gauche; photo prise en direction du nord. (Photo: B.C. Richards). GSC 205235-B.

Figure 8-37. Formations de Prophet (P), de Golata (G) et de Mattson (M), du Carbonifère inférieur; ruisseau Ram, sud-ouest du district de Mackenzie (61°09'50"N, 124°24'47"W); plusieurs grandes surfaces de troncature (flèches) apparaissent dans les dépôts de talus de la Formation de Prophet; photo prise en direction du sud-ouest. (Photo: B.C. Richards). GSC 205235-L.

Formation de Golata (de 8 à plus de 200 m d'épaisseur). Elle a été suivie du dépôt de 1 000 à 1 400 m de grès de la Formation de Mattson (fig. 8-36), en provenance du nord, dans un milieu allant d'un talus continental à une plaine deltaïque et à une plate-forme continentale peu profonde, au nord de 58°30'N. Au sud de 58°30'N, les dépôts deltaïques et les dépôts marins de plate-forme continentale de la Formation de Kiskatinaw (plus de 290 m d'épaisseur) surmontent la Formation de Golata et sont recouverts de carbonates et de grès en quantités moindres, déposés dans un milieu allant d'un talus continental à une plate-forme peu profonde, de la Formation de Taylor Flat (de plus de 280 m d'épaisseur) (Richards, 1983, 1989; Bamber et Mamet, 1978). Dans cette région sud, la Formation de Golata et les deux formations sus-jacentes constituent le Groupe de Stoddart.

De la rivière de la Paix à la partie sud des monts Mackenzie, la succession carbonatée-clastique passe progressivement vers l'ouest à la zone du shale de bassin (Assemblage de Besa River). La limite entre les deux zones rajeunit vers l'ouest, le grès des unités de Mattson et Stoddart se prolongeant sur une plus grande distance dans la cuvette de Prophet. Ainsi, le Carbonifère de la région est surtout une succession progradante qui est le résultat d'une importante transgression et d'un épisode ultérieur de sédimentation, dans des conditions dominées par une diminution de la profondeur d'eau.

Des indices de transgressions dans les monts Mackenzie méridionaux sont visibles à quatre niveaux de la succession. Les dépôts de faciès de bassin de la partie inférieure de la Formation de Clausen (fin du Tournaisien moyen), le shale du Tournaisien sommital de la Formation de Prophet, et les dépôts de faciès de talus du Membre de Meilleur à la base de la Formation de Flett (Viséen moyen) représentent les trois premières transgressions. Ces trois événements correspondent à des épisodes transgressifs représentés dans les Rocheuses du Sud par les parties inférieures des formations de Pekisko et de Turner Valley et par le Membre de Loomis de la Formation de Mount Head (fig. 8-27; Richards, 1989). Le grès deltaïque du Viséen supérieur et du Serpukhovien, situé dans les parties inférieure et intermédiaire de la Formation de Mattson, a été déposé à l'apogée d'une régression régionale ultérieure. Dans le rentrant de Peace River, la régression est révélée par le faciès deltaïque de la Formation de Kiskatinaw. Plus au sud dans les Rocheuses du Sud, elle est indiquée par la partie supérieure de la Formation de Mount Head et par la base de la Formation d'Etherington. La quatrième transgression est révélée par les carbonates du Viséen sommital et du Serpukhovien et par le grès marin de la partie supérieure de la Formation de Mattson dans le sud des monts Mackenzie, et par la formation corrélative de Taylor Flat au sud.

Plus au nord, dans le centre ouest des monts Mackenzie et de la chaîne Selwyn (fig. 8-22), la succession du Carbonifère débute par le Groupe d'Earn du Tournaisien supérieur (Assemblage d'Earn)(Gordey et al., 1982a; voir la section précédente), qui se compose principalement de shale, de siltstone, de grès et de conglomérat, et qui localement atteint plus de 600 m d'épaisseur. La distribution des roches silicoclastiques de granulométrie grossière est semblable à celle du conglomérat et du grès du même âge de la Formation de Tuttle (Assemblage de Mattson), sur les flancs des monts Richardson au nord. Le shale et le siltstone ont à peu près le même aspect et la même distribution que dans les strates de faciès de bassin de la Formation de Besa River au sud et de la Formation de Ford Lake dans le centre nord du Yukon (fig. 8-30; Pugh, 1983). La partie supérieure du Groupe d'Earn est surmontée en contact net, et peut-être discordant, par 200 m de grès du Viséen supérieur contenant des interstrates et des lamines de shale (unité d'arénite quartzeuse telle que définie par Gordey et al., 1982a). Cette unité (Formation de Tsichu, Assemblage de Mattson) semble passer progressivement vers l'ouest à un faciès de shale sombre, et est aussi partiellement corrélable avec la Formation de Mattson (fig. 8-29). Au-dessus de l'unité de grès, le reste du Carbonifère englobe plus de 300 m de shale non dénommé, interstratifié de calcaire, passant graduellement vers le haut à un calcaire bioclastique gréseux accompagné de quantités moindres de grès (CPo). Cette unité, dont l'âge s'échelonne du Viséen tardif au Bashkirien précoce, est surmontée en discordance par des strates du Permien.

Chaîne Cassiar - Sillon des Rocheuses du Nord

Dans le terrane de Cassiar près de l'extrémité septentrionale du sillon des Rocheuses du Nord (fig. 8-22), une séquence s'échelonnant entre le Tournaisien et le Viséen, composée principalement de strates carbonatées et surmontant en discordance des strates siluriennes et plus anciennes, a été placée dans l'Assemblage de Rundle. Cette séquence se compose d'un membre inférieur pouvant atteindre 100 m d'épaisseur, principalement composé de grès pur à grain fin et moyen et interstratifié de shale laminé gris sombre, et recouvert par un membre carbonaté en couches minces à épaisses atteignant plus de 300 m d'épaisseur. Le membre carbonaté est principalement constitué d'un wackestone et d'un packstone calcaires, à spicules, argileux, finement stratifiés à proximité de la base, et de couches épaisses de grainstone calcaire cherteux, riche en échinodermes, dans la partie supérieure. Les faunes et la succession verticale des faciès sont à peu près les mêmes que dans la Formation de Prophet, dans les Rocheuses du Nord. Des faunes semblables ont également été récoltées dans les monts Pelly, où les strates du Carbonifère inférieur semblent avoir eu un développement plus réduit.

À l'est du sillon des Rocheuses du Nord (fig. 8-22), un dépôt local de carbonates du Viséen d'environ 50 m d'épaisseur recouvre plus de 50 m de grès pur et de siltstone calcareux finement stratifié qui à leur tour recouvrent, peut-être en discordance, un conglomérat à cailloux et un grès corrélables avec l'Assemblage d'Earn. Là également, les faunes et la succession des faciès ressemblent à celles de la Formation de Prophet.

Cordillère septentrionale - Des monts Ogilvie à la mer de Beaufort

Dans le nord du Yukon, au nord de 64°30'N, l'assemblage carbonaté-clastique du Carbonifère (assemblages de Mattson et de Lisburne) comprend deux successions séparées, mais étroitement apparentées, recouvertes en disconformité par des strates permiennes et mésozoïques (fig. 8-30, 8-31; Bamber et Waterhouse, 1971). La séquence préservée de la façon la plus complète se trouve surtout au sud de 67°00'N. Dans cette région, des dépôts s'échelonnant du Viséen au Gzhélien, typiques d'un milieu de bassin et de plate-forme à circulation restreinte, pouvant atteindre 1 800 m d'épaisseur, apparaissent dans des affleurements et en subsurface, dans les monts Ogilvie et dans le sud de la plaine d'Eagle. La seconde succession, qui comprend des dépôts formés dans un milieu de type supratidal passant à un milieu de plate-forme continentale à circulation libre, du Viséen au Moscovien, et pouvant atteindre 1 300 m d'épaisseur, existe au nord de 68°00 N dans une zone discontinue de direction générale sud-est qui s'étend de la frontière entre l'Alaska et le Yukon à la partie nord-ouest du district de Mackenzie (fig. 8-22). Les successions nord et sud, qui à l'origine faisaient partie d'un complexe sédimentaire continu, sont maintenant séparées par la protoarche d'Aklavik, de direction générale nord-est (Bamberg et Waterhouse, 1971). Le long de l'arche, les strates carbonifères sont absentes et les roches permiennes reposent en discordance sur les strates dévoniennes et plus anciennes.

Dans la région sud (plaine d'Eagle, monts Ogilvie, flanc ouest des monts Richardson), l'assemblage carbonaté-clastique recouvre en certains endroits le shale de bassin de la Formation de Ford Lake (Assemblage d'Imperial) et de la partie inférieure de la Formation de Blackie et passe ailleurs latéralement à ce shale, qui couvre l'intervalle du Tournaisien? au Bashkirien (fig. 8-30; Pugh, 1983). Dans la partie nord-est de la région, la partie inférieure de la succession se compose de conglomérat et de grès du Dévonien supérieur et du Tournaisien (Formation de Tuttle; Assemblage de Mattson), recouverts par le shale et le grès interstratifiés de la partie est de la Formation de Ford Lake. Le conglomérat et le grès se présentent sous forme de biseaux et lentilles qui s'amincissent vers le sud-ouest dans le bassin (Graham, 1973) et se sont peut-être déposés dans des milieux de delta en bordure du talus. Un conglomérat et un grès similaires, datés du Viséen et du Serpukhovien, existent dans la partie orientale de l'assemblage carbonaté sus-jacent. Les accumulations carbonatées les plus anciennes apparaissent dans les dépôts de talus de la Formation de Hart River (Viséen supérieur-Serpukhovien inférieur), qui se composent principalement de spiculite finement laminée et de packstone calcaire riche en spicules. Au-dessus, la partie inférieure de la Formation de Blackie (Serpukhovien inférieur-Bashkirien), comprend une seconde couche de shale de bassin à laquelle succède une séquence régressive de carbonates de talus. Une épaisse séquence de calcaire (330-550 m) déposée dans un milieu variant entre le talus supérieur et la plate-forme continentale à circulation libre (fig. 8-26A, B), et appartenant à la Formation d'Ettrain sus-jacente, qui s'échelonne entre le Bashkirien et le Kasimovien(?) (fig. 8-30), forme un complexe de plate-forme continentale qui semble prograder vers l'ouest et le sud au-dessus des carbonates de talus et shales de la partie supérieure de la Formation de Blackie. Dans les affleurements de la partie est de la plaine d'Eagle, près du flanc occidental des monts Richardson, des unités corrélatives non dénommées de la partie supérieure de la Formation d'Ettrain contiennent en abondance une dolomie silteuse et un siltstone. Ce faciès suggère que la sédimentation s'est produite dans des milieux de plate-forme à circulation restreinte pendant la régression qui a débuté au Moscovien et s'est terminée par un épisode d'érosion régional au Carbonifère terminal ou au Permien initial (Bamber et Waterhouse, 1971).

Dans les monts British et Barn du terrane de l'Alaska arctique, et dans le nord des monts Richardson, la succession septentrionale (fig. 8-3) forme un biseau d'aggradation diachronique, constitué de faciès continentaux et de milieu marin peu profond, du Viséen au Moscovien. Aucune séquence bien développée de shale de bassin ou de carbonate de talus n'est préservée. Dans les monts British et Barn, à la base de la succession, le conglomérat et le grès de la Formation de Kekiktuk (jusqu'à 61 m d'épaisseur; Assemblage de Mattson) recouvrent, en discordance angulaire, des roches du Protérozoïque et du Paléozoïque inférieur (Norris, 1983; Bamber et Waterhouse, 1971). Au-dessus, des grès et des filons houillers sont localement présents à la base de la Formation de Kayak (Assemblage de Mattson), qui atteint parfois 360 m d'épaisseur et se compose principalement de shale de faciès d'eau peu profonde et de quantités moindres de calcaire. Des carbonates de plate-forme continentale pouvant atteindre 1 200 m d'épaisseur

existent surtout dans le Groupe de Lisburne sus-jacent, dont l'âge s'échelonne du Viséen moyen au Bashkirien (fig. 8-38). Dans l'est des monts Barn, le Groupe de Lisburne se compose de calcaire et de dolomie formés dans un milieu de plate-forme à circulation restreinte et de plate-forme abritée. À l'ouest, le grainstone calcaire devient abondant dans le faciès de bordure de plate-forme de la partie supérieure du Groupe de Lisburne (fig. 8-26A). Des faciès de plate-forme abritée et de plate-forme à circulation restreinte, comme ceux observés dans les monts British et Barn, existent à l'est dans le Groupe de Lisburne, dans le nord-ouest du district de Mackenzie (monts Richardson septentrionaux), où jusqu'à 214 m de carbonates et grès du Bashkirien et du Moscovien reposent en disconformité sur des roches du Dévonien moyen (Nassichuk et Bamber, 1978). Les corrélations de faciès existant à l'intérieur de la succession carbonifère septentrionale suggèrent que la sédimentation s'est produite au cours d'une transgression régionale qui a débuté entre le Viséen précoce et le Viséen moyen, et s'est poursuivie vers le nord et l'est au moins jusqu'au Moscovien. Aucune strate carbonifère post-moscovienne n'est préservée au-dessous de la disconformité subpermienne.

Figure 8-38. Succession du Carbonifère, monts British, dans le nord du Yukon (69°23'N, 140°09'W); Groupe d'Endicott (E) (formations de Kekiktuk et de Kayak), surmonté en concordance par les carbonates gris clair du Groupe de Lisburne (L); la Formation de Kekiktuk repose en discordance angulaire sur l'ardoise et le quartzite, de pendage vertical à fort, de la Formation de Neruokpuk (N) du Précambrien; photo prise en direction du nord-ouest dans la région du cours inférieur de la rivière Malcolm, à partir du sommet de la Formation de Kekiktuk (au premier plan à gauche). (Photo: D.K. Norris). GSC 205235-HH.

Permien

Contrairement au Carbonifère, le Permien du Domaine de l'avant-pays (assemblages d'Ishbel, de Jungle Creek et de Sadlerochit) se compose principalement de roches silicoclastiques et de carbonates silteux à gréseux indiquant un milieu de sédimentation variant d'un milieu d'eau peu profonde à un milieu de bassin; il ne contient pas d'importantes constructions calcaires, et est également dépourvus de dépôts continentaux et de faciès bien développé de shale de bassin (fig. 8-39, 8-40). Partout, une discordance régionale marque la base du Permien (fig. 8-33), qui repose sur des strates comprises entre le Silurien inférieur et le sommet du Carbonifère (McGugan et al., 1968; Bamber et Macqueen, 1979). Dans les Rocheuses et le sud des monts Mackenzie, une disconformité régionale intrapermienne sépare une mince séquence de chert et de roches silicoclastiques comprises entre la partie supérieure de l'Artinskien et le Wordien, des roches silicoclastiques et carbonatées sous-jacentes de l'Assélien à l'Artinskien moyen (fig. 8-33; Henderson et McGugan, 1986). Cette disconformité pourrait également exister dans le Permien du Yukon septentrional et du nord-ouest du district de Mackenzie, à l'intérieur d'une épaisse succession s'échelonnant de l'Assélien au Wordien sur les flancs de la protoarche d'Aklavik (fig. 8-41; Bamber et Waterhouse, 1971; Henderson et al., sous presse). Aucun dépôt permien plus récent que le Wordien ne subsiste au-dessous des disconformités subtriasique et plus récentes dans le Domaine de l'avant-pays et dans la plate-forme de l'Intérieur. Les strates permiennes se sont principalement déposées dans le rentrant de Peace River et dans la cuvette d'Ishbel (fig. 8-39; Henderson et al., sous presse), région qui a subi un affaissement causé par la formation de failles sur le versant occidental du miogéoclinal.

Rocheuses du Sud et Foothills (Assemblage d'Ishbel)

Dans les Rocheuses du Sud, la succession permienne est généralement mince, dominée par des faciès de talus et de bassin, et confinée aux Front Ranges, dans la région qui s'étend du sud-est de la Colombie-Britannique à la rivière Athabasca (fig. 8-22, 8-42).

Les corrélations biostratigraphiques et faciologiques sont le mieux établies dans le sud-est de la Colombie-Britannique, où la succession atteint son épaisseur maximale (Henderson et McGugan, 1983, 1986). Dans cette région, la succession sous-jacente à la disconformité intrapermienne débute par la Formation de Johnston Canyon (fig. 8-43), qui comprend un mince conglomérat basal à cailloux de chert et de phosphate, recouvert d'environ 60 m de siltstone argileux et phosphaté et de chert à spicules, noduleux ou bien stratifié, déposés dans un milieu de talus et de bassin. À l'est, la formation forme un biseau d'aggradation sur les strates du Bashkirien et du Moscovien inférieur. La Formation de Telford du Sakmarien (fig. 8-42, 8-43) prograde vers l'ouest sur la Formation de Johnston Canyon et démontre une séquence négative, avec un passage de dépôts de talus à des dépôts peut-être typiques d'une plate-forme continentale peu profonde (fig. 8-26A). La Formation de Telford se compose d'environ 240 m de carbonates silteux à gréseux interstratifiés de quantités moindres de chert à spicules et de wackestone à brachiopodes et pelmatozoaires, dans la partie inférieure

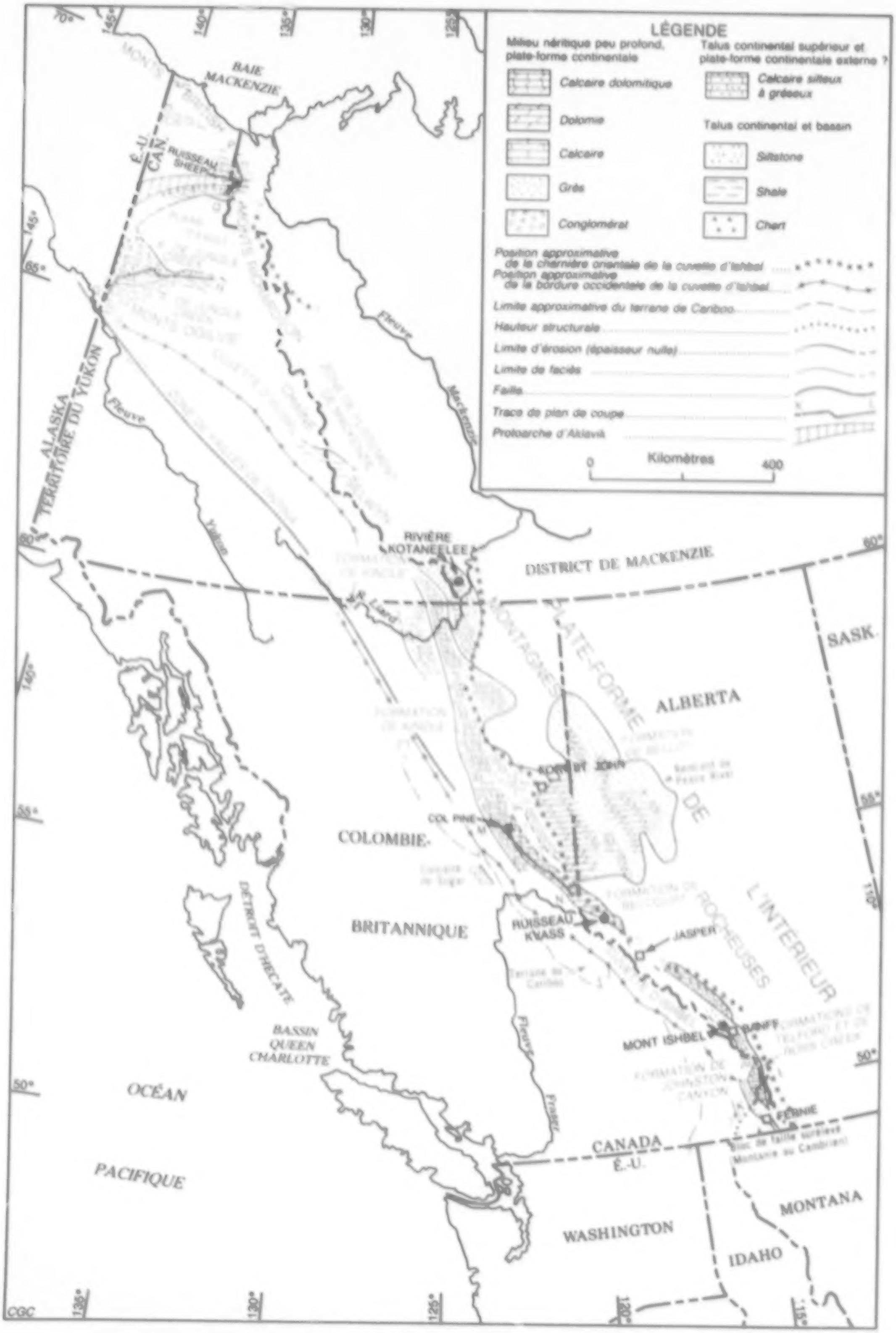


Figure 8-39. Distribution des faciès de l'Assélien à l'Artinskien inférieur.

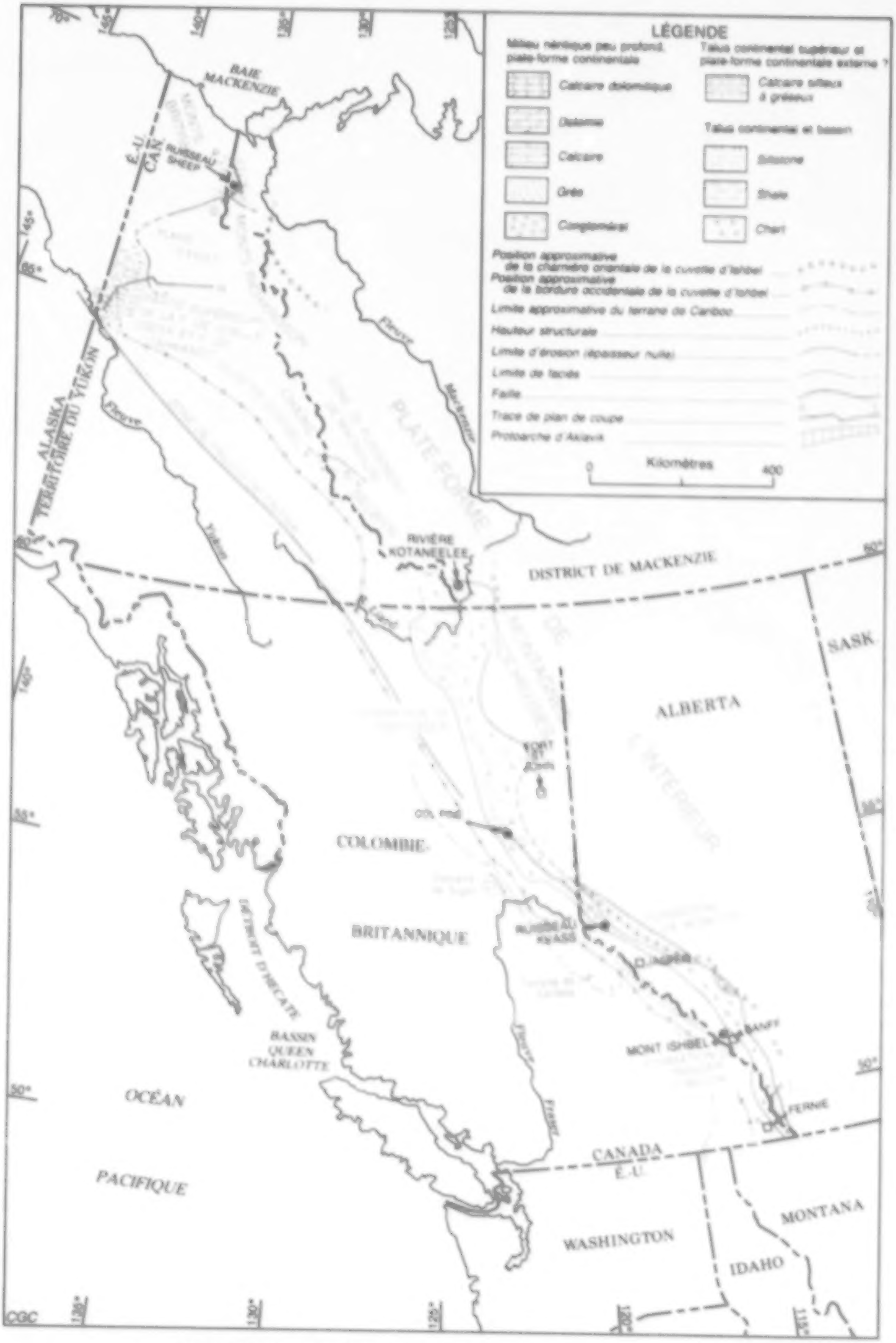


Figure 8-40. Distribution des faciès de l'Artinskien au Wordien.

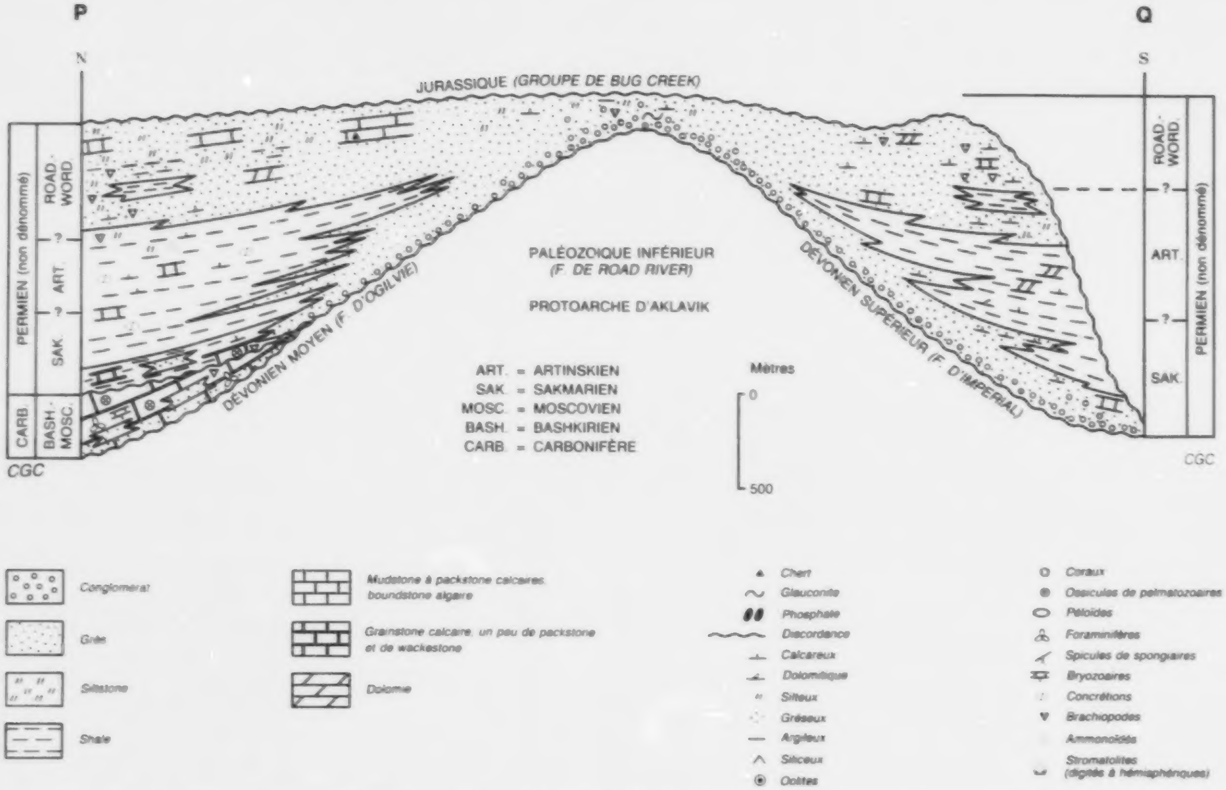


Figure 8-41. Coupe stratigraphique (PQ) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Bashkirien, du Moscovien et du Permien, dans la Cordillère septentrionale (nord des monts Richardson - voir la position de la coupe à la fig. 8-22).

de la succession. Sa partie supérieure contient un wackestone à brachiopodes et un grès calcareux de granulométrie moyenne à grossière contenant *Zoophycos*. La Formation de Telford est recouverte par les faciès de bassin et de talus de la partie inférieure de la Formation de Ross Creek, située dans l'Artinskien inférieur (Léonardien inférieur), qui se compose d'approximativement 50 m de siltstone phosphaté et calcareux et de quantités mineures de chert à spicules noir. Les sédiments de la partie supérieure de la Formation de Ross Creek, qui ont progradé sur cette dernière unité, comprennent une succession d'environ 100 m d'épaisseur, s'échelonnant de l'Artinskien inférieur à l'Artinskien moyen, composée de carbonates silteux et gréseux, de siltstone phosphaté et de grès qui contiennent d'abondants brachiopodes à coquille mince et qui se sont déposés sur le talus supérieur et peut-être sur la plate-forme externe peu profonde d'une rampe. Un petit biostrome constitué de coraux solitaires, de brachiopodes productidés, d'échinodermes, de bryozoaires et d'oolites, situé à proximité de la base de la partie supérieure de la Formation de Ross Creek, suggère une sédimentation dans un milieu allant d'un talus supérieur à une plate-forme continentale peu profonde. Les stromatolites situés au sommet indiquent que les couches les plus récentes se sont déposées dans les zones intertidale à supratidale d'une rampe (fig. 8-26B).

Les coupes stratigraphiques où existent des faciès de talus et de bassin plus à l'ouest (fig. 8-41), sont plus minces (environ 45 m) et caractérisées par la présence d'un chert noir à spicules, d'un siltstone phosphaté en plaquettes et de quantités mineures d'un wackestone à pelmatozoaires. Ce faciès, qui vers le haut se prolonge jusque dans l'Artinskien moyen, est en partie attribué à la Formation de Johnston Canyon (MacRae et McGugan, 1977).

Le faciès le plus à l'est de la région débute par la Formation de Johnston Canyon, du Sakmarien (30 m d'épaisseur), qui se compose de siltstone phosphaté et de quelques lentilles de wackestone contenant des fusulinidés, ce qui suggère une sédimentation sur le talus et sur la plate-forme externe peu profonde d'une rampe (fig. 8-26B). Au-dessus de la Formation de Johnston Canyon, dans la région au sud de Jasper (fig. 8-42 - carton), existe une mince succession (15-30 m) de carbonates gréseux (McGugan et Rapson, 1963) dont les faciès sont semblables à ceux des formations de Telford et de Ross Creek. Les corrélations entre ces minces faciès situés à l'est et les coupes stratigraphiques plus épaisses du sud-est de la Colombie-Britannique sont assez mal expliquées (fig. 8-42), mais la présence des conodontes indique qu'il est possible d'établir une corrélation au moins avec la Formation de Ross Creek. L'amincissement vers l'est de la succession permienne est le résultat d'un recouvrement en

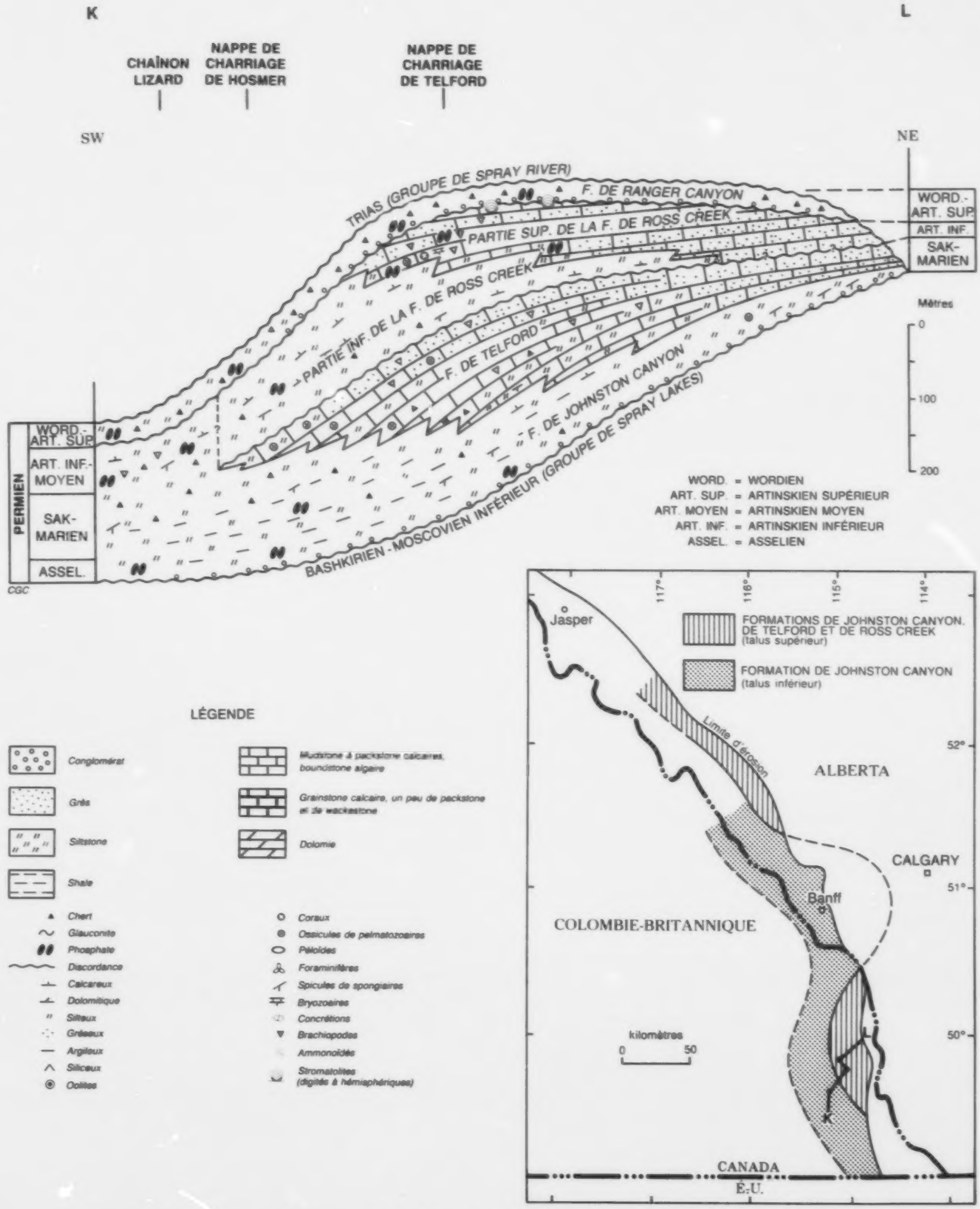


Figure 8-42. Coupe stratigraphique (KL) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Permien, dans les Rocheuses du Sud. Le carton montre la configuration des faciès dans l'intervalle sous-jacent à la disconformité intrapermienne.

avancée conjugué à une troncature au-dessous de la disconformité intrapermienne.

Les strates situées au-dessus de la disconformité intrapermienne présentent une lithologie et une puissance remarquablement uniformes dans toute la région allant du sud-est de la Colombie-Britannique à la région de Jasper (fig. 8-22; McGugan et al., 1964). Une séquence relativement mince (1 à 45 m en moyenne) mais de grande étendue, située entre l'Artinskien supérieur et le Wordien, composée de chert gris bleu, de grès silicifié et de siltstone phosphaté, est attribuée à la Formation de Ranger Canyon et interprétée comme un faciès de talus et de bassin (Henderson et al., sous presse). Une unité basale composée de conglomérat phosphaté à cailloux de chert, très mince mais latéralement continue, et contenant des brachiopodes inarticulés, des spicules de spongiaires, des fragments osseux phosphatés et le fossile *Helicoprion* sp., forme un biseau d'aggradation sur la disconformité intrapermienne.

Trois transgressions sont représentées par les sédiments d'eau plus profonde de la Formation de Johnston Canyon (Assélien- Sakmarien précoce), de la partie inférieure de la Formation de Ross Creek (Artinskien précoce) et de la Formation de Ranger Canyon (Artinskien tardif?-Wordien).

Rocheuses centrales, Rocheuses du Nord et partie sud des monts Mackenzie (Assemblage d'Ishbel)

Les roches permiennes de cette région (fig. 8-43) reposent en disconformité sur des strates du Dévonien supérieur au Serpukhovien, et contiennent en abondance de minces faciès de talus et de bassin, semblables à ceux des Rocheuses du Sud (fig. 8-42). En outre, des faciès de grande étendue, épinéritiques à supratidaux, se sont formés dans l'est de la zone d'affleurement et dans la subsurface adjacente (fig. 8-38).

Dans le centre est de la Colombie-Britannique, au sud du col Pine (fig. 8-22), la succession sous-jacente à la disconformité intrapermienne se compose de carbonates diachroniques (45-144 m d'épaisseur), attribués à la Formation de Belcourt (fig. 8-35; McGugan et Rapson-McGugan, 1976; Bamber et Macqueen, 1979). Les relations temporelles et faciologiques à l'intérieur de la formation indiquent qu'il s'est produit une transgression régionale vers l'est au Permien précoce (fig. 8-44). Dans la partie nord-ouest de la région, le conglomérat basal de la Formation de Belcourt est recouvert par des dépôts de talus, de l'Asselien à l'Artinskien inférieur(?), composés de wackestone et packstone silteux, de caractère bioclastique mixte. La partie inférieure de la Formation de Belcourt rajeunit progressivement le long de la zone d'affleurement vers le sud-est, où le conglomérat basal est directement recouvert par un packstone et une dolomie épinéritiques à supratidaux, du Sakmarien supérieur (Sterlitamakien), contenant des fusulinidés et des coraux. Ce faciès marin peu profond se prolonge vers le sud-est jusque dans le centre ouest de l'Alberta (fig. 8-39; McGugan et al., 1964), où la Formation de Belcourt (fig. 8-33) comprend une dolomie microcristalline à stratification plane qui passe vers l'ouest à un packstone et à un grainstone calcaires cherteux et dolomitisés. À l'intérieur de la Formation de Belcourt, la répartition des lithofaciès témoigne d'une sédimentation de rampe carbonatée (fig. 8-26B).

Dans les Rocheuses du Nord, au nord du col Pine, et dans le sud des monts Mackenzie, les strates corrélatives de la Formation de Belcourt sont attribuées à la Formation de Kindle (Bamber et al., 1968). Des carbonates silteux, un siltstone et un shale de talus continental et de bassin, pouvant atteindre 205 m d'épaisseur, caractérisent la portion occidentale de la zone d'affleurement. À l'est, la Formation de Kindle renferme jusqu'à 133 m de siltstone, de shale et de calcaire à stratification rythmique, qui passent vers l'est à un grès, à un shale et à des carbonates épinéritiques (formés au-dessus de la limite d'action des vagues) dans la subsurface de la plate-forme de l'Intérieur.

Un shale et un grès du Permien inférieur, corrélables avec la Formation de Kindle, ont été signalés dans le centre ouest des monts Mackenzie et la chaîne Selwyn (fig. 8-22; Gordey et al., 1982a, b). Le contact entre cette succession septentrionale et les strates sous-jacentes du Carbonifère est peut-être une disconformité.

L'intervalle sus-jacent à la disconformité intrapermienne se compose principalement de dépôts de talus et de bassin, comprenant un chert à spicules phosphaté et localement glauconitique, un shale et un siltstone de la Formation de Fantasque (Artinskien supérieur-Wordien) (40 - 150 m d'épaisseur). La formation s'étend de la région du col Pine (fig. 8-22, 8-40) jusque dans le sud des monts Mackenzie et ressemble fortement à la Formation de Ranger Canyon des Rocheuses du Sud. Un mince résidu de déflation(?) composé de nodules et cailloux de phosphate et de chert, qui s'est accumulé durant une transgression régionale vers l'est, marque la disconformité située à la base de la

Figure 8-43. Séquence transgressive de la base du Permien, nappe de charriage de Telford, à 40 km au nord de Fernie, en Colombie-Britannique (49°45'N, 115°02" W); siltstone phosphaté, peu résistant, de la Formation de Johnson Canyon (JC), surmonté en concordance par le carbonate gréseux, résistant, de la Formation de Telford (T); la Formation de Johnson Canyon repose en disconformité sur le Groupe de Spray Lakes (SL) du Carbonifère; photo prise en direction du sud-ouest. GSC 205235-NN.

Formation de Fantasque. Au-dessus de ce dépôt, le chert stratifié gris sombre des coupes stratigraphiques observées à l'est (fig. 8-44) semble passer vers l'ouest à un faciès intermédiaire de chert, mudstone siliceux, shale et siltstone interstratifiés, puis à un shale de bassin et à un mudstone siliceux (Bamber et al., 1968). Une unité de chert et shale qui ressemble à la Formation de Fantasque coiffe la succession permienne au nord, dans le centre ouest des monts Mackenzie et dans la chaîne Selwyn (Gordey et al., 1982a, b). Dans le centre est de la Colombie-Britannique, les équivalents orientaux de la Formation de Fantasque, placés dans la Formation de Ranger Canyon (McGugan et Rapson-McGugan, 1976; Bamber et Macqueen, 1979), comprennent des carbonates gris clair, silicifiés, bioclastiques, interstratifiés avec un grès quartzeux à grain fin. Ce faciès passe progressivement vers le sud-est à l'arénite et au conglomérat, cherteux et phosphatés d'eau peu profonde de la Formation de Mowitch (fig. 8-33, 8-44), laquelle occupe tout l'intervalle (jusqu'à 25 m d'épaisseur) sus-jacent à la Formation de Belcourt dans les affleurements situés le plus à l'est dans la région, et dans le centre ouest de l'Alberta (McGugan et al., 1964).

Cordillère septentrionale - Des monts Ogilvie à la mer de Beaufort (assemblages de Jungle Creek et de Sadlerochit)

Les roches permiennes de la Cordillère septentrionale subsistent principalement dans les monts Ogilvie, dans le sud de la plaine d'Eagle, dans le nord des monts Richardson et dans les monts British (fig. 8-40, 8-45). Les strates marines de l'Assemblage de Jungle Creek, qui s'échelonnent de l'Assélien au Wordien, suivent les flancs de la protoarche d'Aklavik (fig. 8-22, 8-39) dans des zones de faciès de direction générale nord-est, à peu près perpendiculaires à celles du Carbonifère sous-jacent (Bamber et Waterhouse, 1971). Cette arche a été soulevée au Carbonifère terminal et au Permien initial, lorsque toute la Cordillère orientale était sous l'influence d'une régression régionale, d'un morcellement par failles et d'une érosion subaérienne. La transgression marine permienne en direction de l'axe de l'arche s'est poursuivie jusqu'au Wordien, époque à laquelle l'arche a été entièrement recouverte de roches silicoclastiques et de carbonates. Ce schéma sédimentaire est au mieux illustré par les relations faciologiques dans le nord des monts Richardson, où des successions semblables non dénommées, de puissance comprise entre 1 050 et 1 830 m, sont présentes sur les flancs nord et sud de l'arche (fig. 8-41). Celles-ci se composent de conglomérat basal et de grès, recouverts par un grès, un shale, un siltstone et des quantités moindres de carbonates compris entre le Sakmarien et le Wordien. L'unité basale qui recouvre en discordance les strates du Dévonien (fig. 8-16) rajeunit progressivement vers la partie centrale de l'arche, où elle est recouverte de roches silicoclastiques comprises entre l'Artinskien supérieur(?) et le Wordien, et repose en discordance angulaire sur des roches du Paléozoïque inférieur qui remontent au Silurien précoce. À tous les niveaux, des roches silicoclastiques grossières, d'eau peu profonde, situées sur les deux flancs de l'arche, passent vers l'extérieur à des dépôts, latéralement équivalents, d'eau plus profonde et de granulométrie plus fine.

Au sud-ouest, dans le nord de la plaine d'Eagle, les strates permiennes sont absentes au-dessous d'une discordance régionale subcrétacée (fig 8-39; Pugh, 1983). Dans les monts Ogilvie, près de la frontière entre le Yukon et l'Alaska (fig. 8-45), un assemblage varié de plus de 1 100 m d'épaisseur, composé de roches silicoclastiques, de carbonates et de chert compris entre l'Assélien et le Wordien, et attribués aux formations de Jungle Creek et de Tahkandit, est situé sur le flanc sud de la protoarche d'Aklavik. La nature et l'importance de la disconformité subpermienne dans cette région n'ont pas été clairement démontrées (Waterhouse et Waddington, 1982). Il est possible que la sédimentation ait été localement continue à travers la limite entre le Carbonifère et le Permien. La partie basale de la Formation de Takhandit contient en abondance des cailloux de chert et des couches de conglomérat à caillou[illegible] de l'Artinskien supérieur. Il semble que le contact [illegible] Formation de Jungle Creek sous-jacente soit une disconformité, mais sa relation avec des disconformités bien développées dans la Cordillère méridionale est inconnue (fig. 8-42, 8-44, 8-45). Près de l'axe de l'arche au nord-ouest, dans la région adjacente qui correspond au centre est de l'Alaska, le Permien se compose de conglomérat, de grès et de grainstone calcaire s'échelonnant du Roadien au Wordien et appartenant aux formations de Tahkandit et de Step. Celles-ci reposent en discordance sur des strates du Précambrien au Carbonifère inférieur (Brabb et Churkin, 1969). Ainsi, la base du Permien rajeunit dans cette région en direction de l'axe de l'arche, de la même façon que dans le nord des monts Richardson.

Vers le sud et le sud-est, en s'éloignant de l'arche, l'assemblage épinéritique des monts Ogilvie septentrionaux passe progressivement à des carbonates, à un chert et à un shale à spiculites déposés sur le talus continental (Formation de Blackie?; Pugh, 1983). À l'est, dans le sud de la plaine d'Eagle, seule la Formation de Jungle Creek subsiste au-dessous de la discordance subcrétacée. Cette formation se compose de grès fin, de siltstone et de shale, et semble passer vers le sud, à travers l'est des monts Ogilvie, à une succession non différenciée de shale, de siltstone et de carbonates silteux déposés sur le talus continental et dans le bassin (Graham, 1973). La succession permienne est assez mal connue près de l'axe et sur le flanc nord de l'arche dans le centre et l'ouest du Yukon. Dans les monts British (terrane de l'Alaska arctique), bien au nord de la région axiale, plus de 200 m de shale, de grès et de quantités mineures de carbonates de la Formation de Sadlerochit (Membre d'Echooka; Assemblage de Sadlerochit), du Permien inférieur, subsistent localement sous forme de lambeaux d'érosion au-dessus d'un carbonate bashkirien du Groupe de Lisburne (Bamber et Waterhouse, 1971, p. 82) et au-dessous de roches silicoclastiques et carbonatées du Trias. Il n'existe pas d'information sur les relations faciologiques du Permien dans cette région nord.

Monts Pelly

Localement, dans le terrane de Cassiar, au sud-ouest du sillon de Tintina, des lambeaux d'érosion locaux de shale et siltstone bioturbés, finement stratifiés ou laminés, pouvant atteindre 100 m d'épaisseur, reposent en disconformité sur des roches du Carbonifère inférieur et sont séparés des strates sus-jacentes du Trias par une disconformité (D.J. Tempelman-Kluit, communication personnelle, 1986).

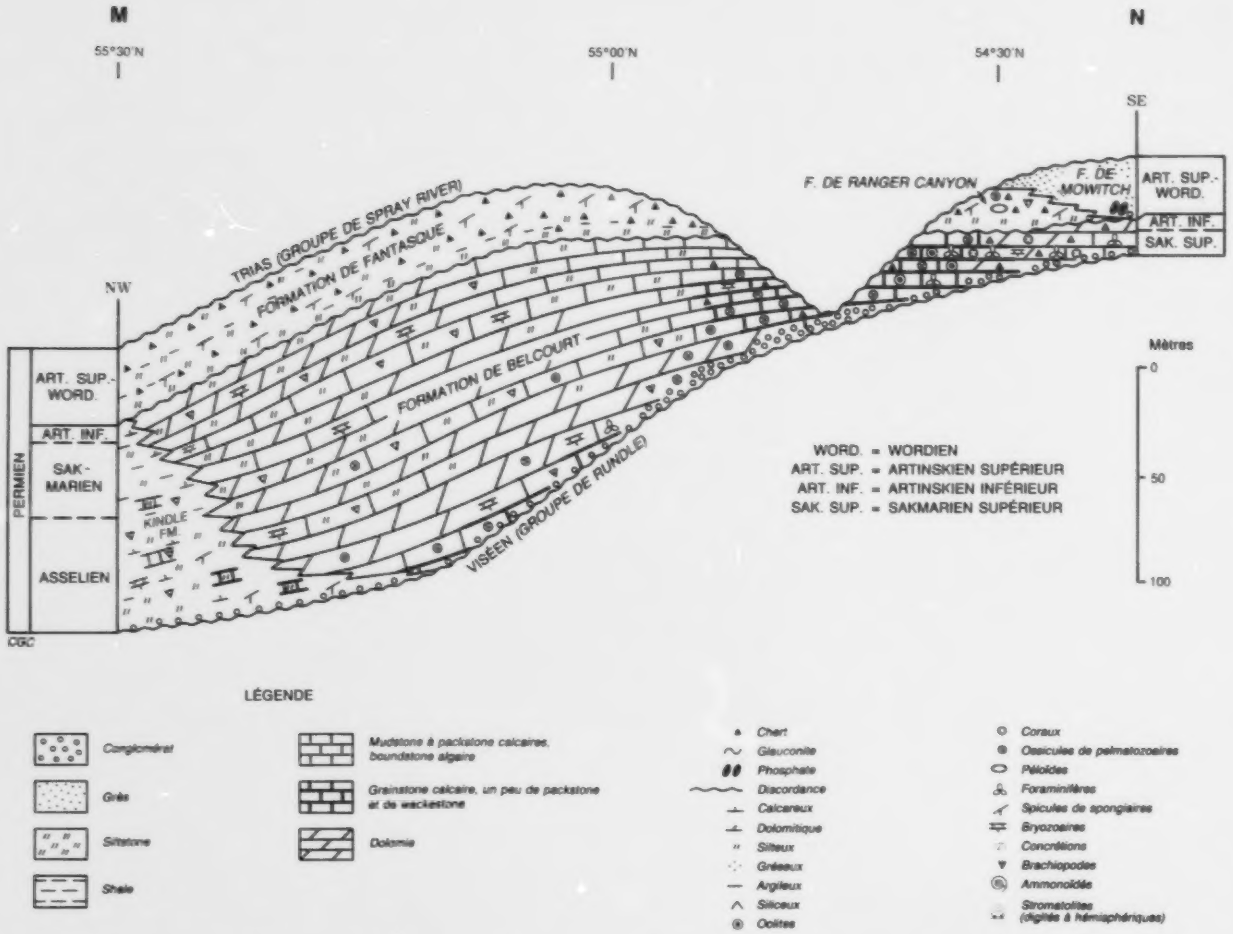


Figure 8-44. Coupe stratigraphique (MN) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Permien, dans les Rocheuses centrales et les Foothills (centre est de la Colombie-Britannique - voir la position de la coupe à la fig. 8-22).

Strates triasiques du Domaine de l'avant-pays

D.W. Gibson

Le Système triasique du miogéoclinal de la Cordillère englobe une séquence marine qui s'épaissit vers l'ouest, constituée de roches silicoclastiques ayant leur source à l'est et de roches carbonatées, et qui s'étend de la frontière canado-américaine jusqu'aux approches de la rivière Liard dans le nord-est de la Colombie-Britannique et au Yukon (Assemblage de Spray River) (fig. 8-46). Des dépôts triasiques très distants les uns des autres ont aussi été observés dans le nord (Assemblage de Sadlerochit), le centre sud et le centre est du Yukon (Mountjoy, 1967; Tempelman-Kluit, communication personnelle; Gordey, 1981; Gordey et al., 1981a, b; fig. 8-46).

La succession s'est déposée du Trias précoce (Griesbachien) au Trias tardif (Norien); dans le Domaine de l'avant-pays, elle se compose d'une séquence relativement épaisse (>1 200 m) qui s'épaissit vers l'ouest, constituée de roches silicoclastiques, de carbonates et de quantités moindres d'évaporites. Les isopaques du Trias inférieur délimitent le bassin de Fort St. John, bordé au nord par la plate-forme de Nig Creek et au sud par la plate-forme de Wapiti (Barss et al., 1964); en ce qui concerne le reste du système, les isopaques sont uniformément orientées vers le nord-ouest (fig. 8-47). La présence des évaporites exceptée, le Trias du Yukon et de l'ouest du district de Mackenzie montre des lithofaciès semblables à ceux du nord-est de la Colombie-Britannique.

Dans la principale zone d'affleurement, en Colombie-Britannique et en Alberta, deux types de nomenclature sont utilisés. Dans les Rocheuses et les Foothills, entre la région du col Pine et de la rivière Sukunka dans le nord-est de la Colombie-Britannique et la frontière canado-américaine (49°N), les roches triasiques sont placées dans le Groupe de Spray River (formations de Sulphur Mountain et de Whitehorse; fig. 8-48, 8-49). Les strates situées dans le reste de la zone des Foothills au nord sont placées dans les formations de Grayling et de Toad et dans le Groupe de

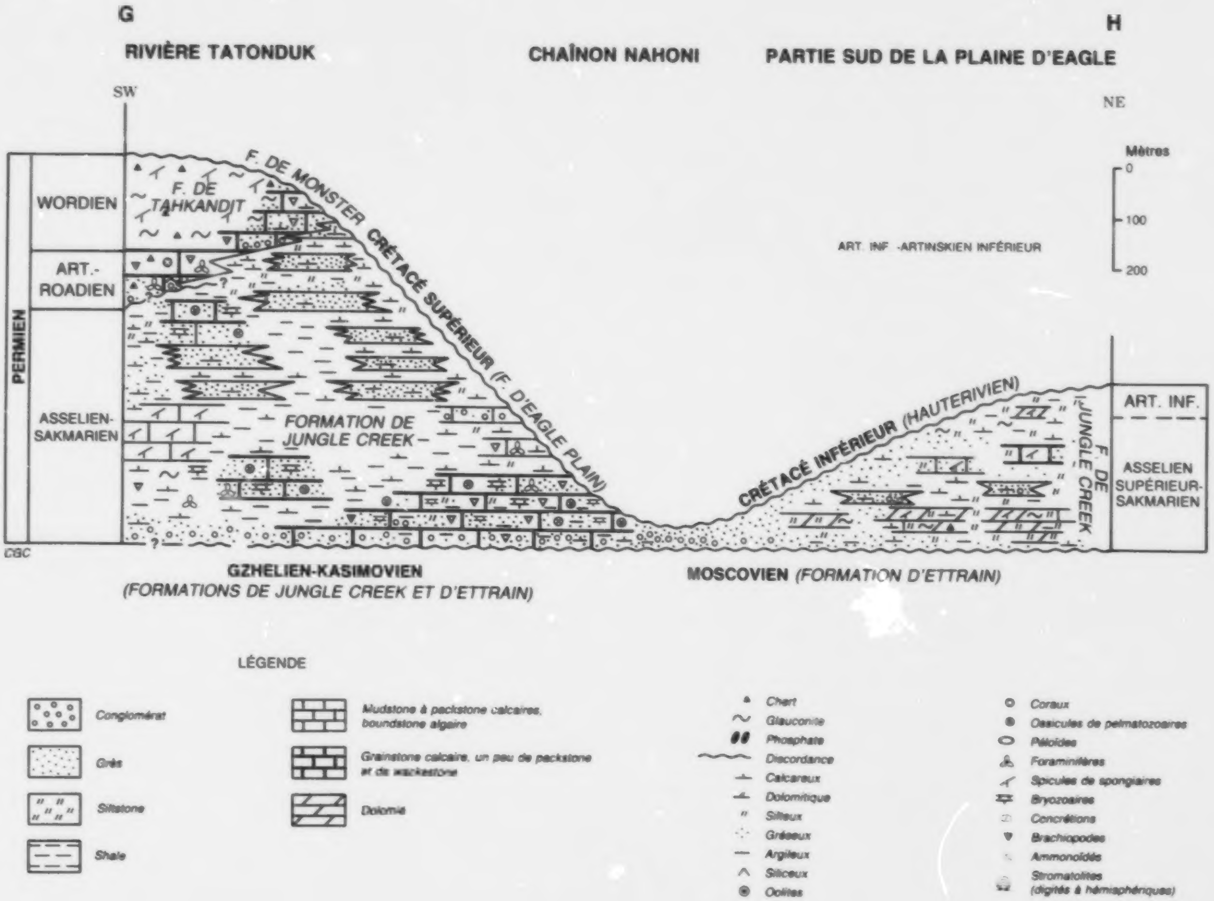


Figure 8-45. Coupe stratigraphique (GH) schématique illustrant les relations stratigraphiques et la lithologie, du Permien, dans la Cordillère septentrionale (monts Ogilvie, plaine d'Eagle - voir la position de la coupe à la fig. 8-22).

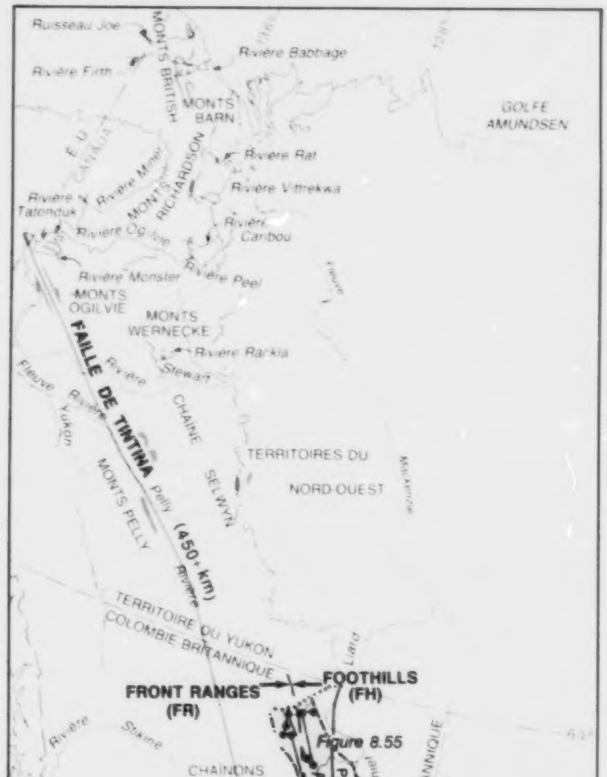
Schooler Creek (formations de Liard, Charlie Lake-Ludington, Baldonnel, Pardonet et Bocock, selon un ordre ascendant; fig. 8-48, 8-50). Une nomenclature différente a aussi été utilisée dans le cas des roches pétrolifères et gazéifères économiquement importantes du Trias, présentes en subsurface dans la région des Foothills en Alberta et en Colombie-Britannique (fig. 8-48, 8-49, 8-50). Des faunes d'ammonites remarquables ont été récoltées dans le Trias de la Colombie-Britannique et de l'Alberta, (fig. 8-51, 8-52, 8-53), en particulier près de la rivière de la Paix et de la rivière Liard.

Rocheuses du Sud - Foothills et Front Ranges

Les roches triasiques de cette région comprennent un grès, un siltstone, un shale, une dolomie, un calcaire, une brèche intraformationnelle et quelques évaporites attribués au Groupe de Spray River (fig. 8-48). Deux formations ont été identifiées, la Formation de Sulphur Mountain au-dessous (fig. 8-54) et la Formation de Whitehorse au-dessus, qui sont subdivisées en plusieurs membres (fig. 8-48, 8-49). Souvent, le Groupe de Spray River recouvre en disconformité le chert, la dolomie cherteuse et le grès du Groupe d'Ishbel du Permien, mais dans certaines parties des Foothills orientaux, il recouvre en disconformité la dolomie cherteuse du Groupe de Rundle du Mississippien. Le Groupe de Spray River est recouvert en disconformité par la Formation de Fernie du Jurassique.

Dans la plupart des régions des Foothills et des Front Ranges, la Formation de Sulphur Mountain est subdivisée en quatre unités qui, de bas en haut, sont le Membre de Siltstone de Phroso, le Membre de Siltstone de Vega, le Membre de Whistler et le Membre de Llama. Entre la rivière Smoky et le col Pine, les membres de Phroso et de Vega ne peuvent être différenciés et sont réunis en un seul membre (fig. 8-48).

Le Membre de Siltstone de Phroso comprend jusqu'à 240 m de quartz brun gris à gris sombre, peu résistant, se



CGC

Figure 8-46. Distribution des roches triasiques du miogéoclinal de la Cordillère (Colombie-Britannique et Alberta, modifié de Barss et al., 1964; Yukon et district de Mackenzie, modifié de Mountjoy, 1967). Les secteurs d'affleurement dans les chaînons Muskwa et dans les régions plus au nord sont représentés en rouge.

débitant en feuillets ou en dalles, un siltstone et un shale silteux, et des quantités moindres de grès très fin (Gibson, 1974). Le contact avec le Membre de Siltstone de Vega sus-jacent est net et concordant. La présence du fossile caractéristique *Claraia stachei* désigne ce membre comme datant du Trias précoce (Griesbachien).

Le Membre de Siltstone de Vega sus-jacent se compose de siltstone quartzeux dolomitique à calcareux, de calcaire silteux et de shale à stratification cyclique, de couleur brun grisâtre à brun rouille en surface altérée. Localement, il contient un grès quartzeux dolomitique très fin et une dolomie gréseuse à silteuse. Dans les Front Ranges et les Foothills, entre Cadomin et Banff en Alberta, le membre se caractérise par une dolomie poreuse de couleur gris clair à chamois, appelée «Lentille de dolomie de Mackenzie» (fig. 8-49, Gibson, 1974). Dans les affleurements, le Membre de Siltstone de Vega atteint une épaisseur maximale de 360 m (Gibson, 1974). Dans une grande partie de la région, il est surmonté en contact net par le Membre de Whistler, et lorsque ce membre est absent, probablement en raison de changements de faciès, il est surmonté par le Membre de Llama. L'étude des bivalves et ammonites indique qu'il date du Trias précoce (Smithien).

Les membres de Siltstone de Vega et de Siltsone de Phroso affleurent dans la région de la rivière Smoky et du col Pine, du centre est de l'Alberta et du nord-est de la Colombie-Britannique, et se composent de siltstone dolomitique à calcareux, se débitant en feuillets ou en dalles, de couleur gris brunâtre sombre à brun rouille, et également de calcaire microcristallin à bioclastique, de shale silteux et de quantités mineures de grès quartzeux à grain fin et très fin. Les épaisseurs varient de 80 à 270 m. L'étude des ammonites et pélécypodes indique que ces membres datent du Trias précoce (Griesbachien à Spathien).

L'unité la plus caractéristique et la plus facile à reconnaître de la Formation de Sulphur Mountain, le Membre de Whistler, se compose de 13 à 23 m de couches peu résistantes, de couleur gris sombre à noire en surface altérée, de dolomie silteuse carbonée-ferrugineuse, de siltstone quartzeux dolomitique, de calcaire silteux et fossilifère, de shale silteux, et localement de grès quartzeux et phosphaté et de conglomérat à cailloux phosphatés. Ce membre a une distribution limitée au sud de la rivière Bow et dans la région des Foothills à l'est de Jasper en Alberta. Son amincissement et sa disparition vers le sud-est sont en partie le résultat du mode de sédimentation, et en partie le résultat d'un changement de faciès avec passage graduel au Membre de Liama (fig. 8-48, 8-49). Le Membre de Whistler est surmonté en concordance par les couches plus épaisses de siltstones et dolomies silteuses du Membre de Llama. Le Membre de Whistler contient la faune à *Beyrichites Gymnotoceras* du Trias moyen (Anisien).

Le Membre de Llama comprend des couches minces à épaisses, formant des falaises, composées de siltstone quartzeux dolomitique, de dolomie silteuse à gréseuse, de calcaire silteux et bioclastique et localement de grès quartzeux et dolomitique et de shale silteux. Sa puissance passe d'un minimum de 3 m près de la rivière Athabasca à un maximum de 356 m près de la rivière Sukunka dans le nord-est de la Colombie-Britannique. Dans la région du col Pine et de la rivière Sukunka, il est progressivement recouvert par la Formation de Charlie Lake. Ailleurs, il est

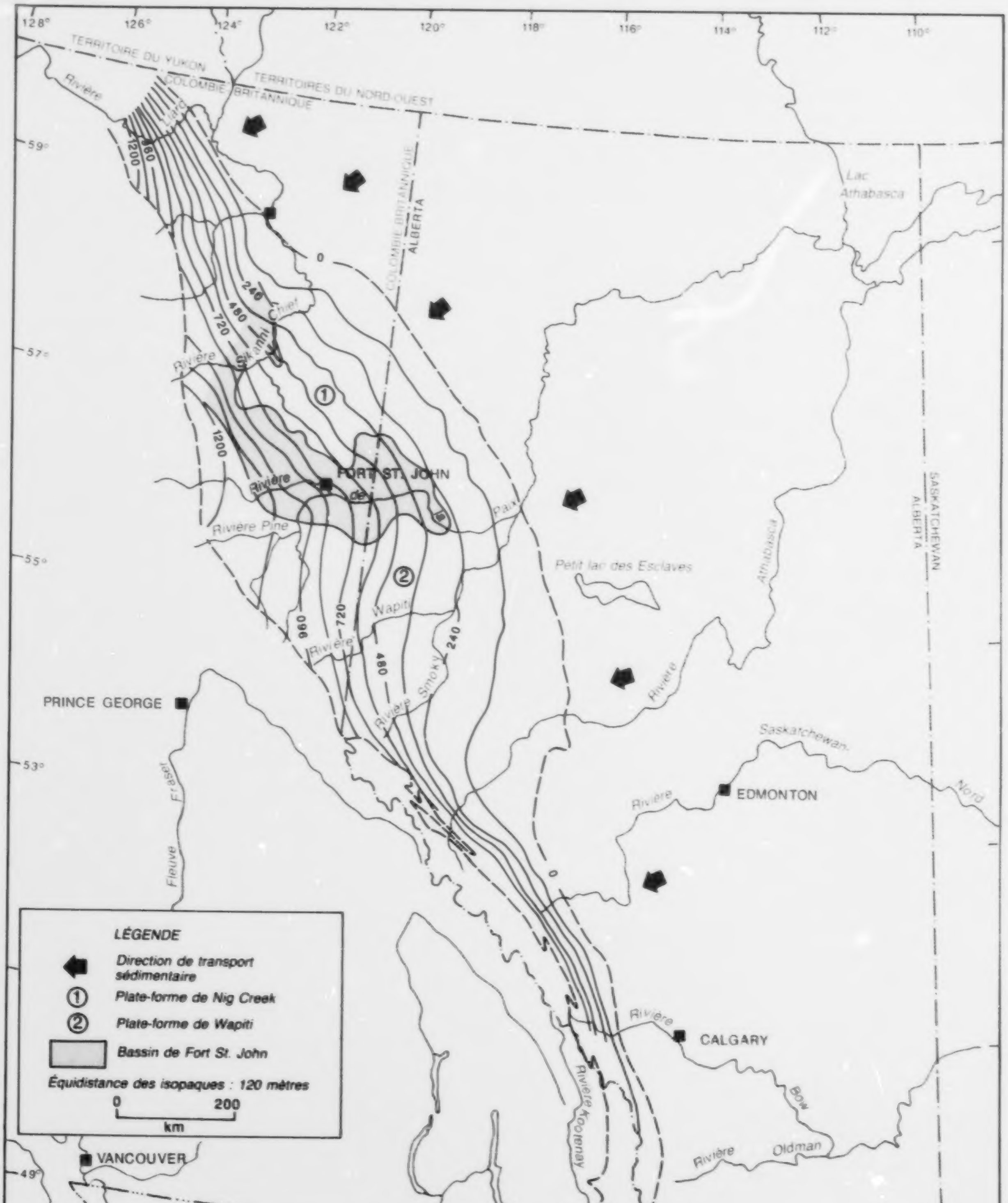


Figure 8-47. Carte isopaque des strates triasiques en Colombie-Britannique et en Alberta (modifié de Barss et al., 1964).

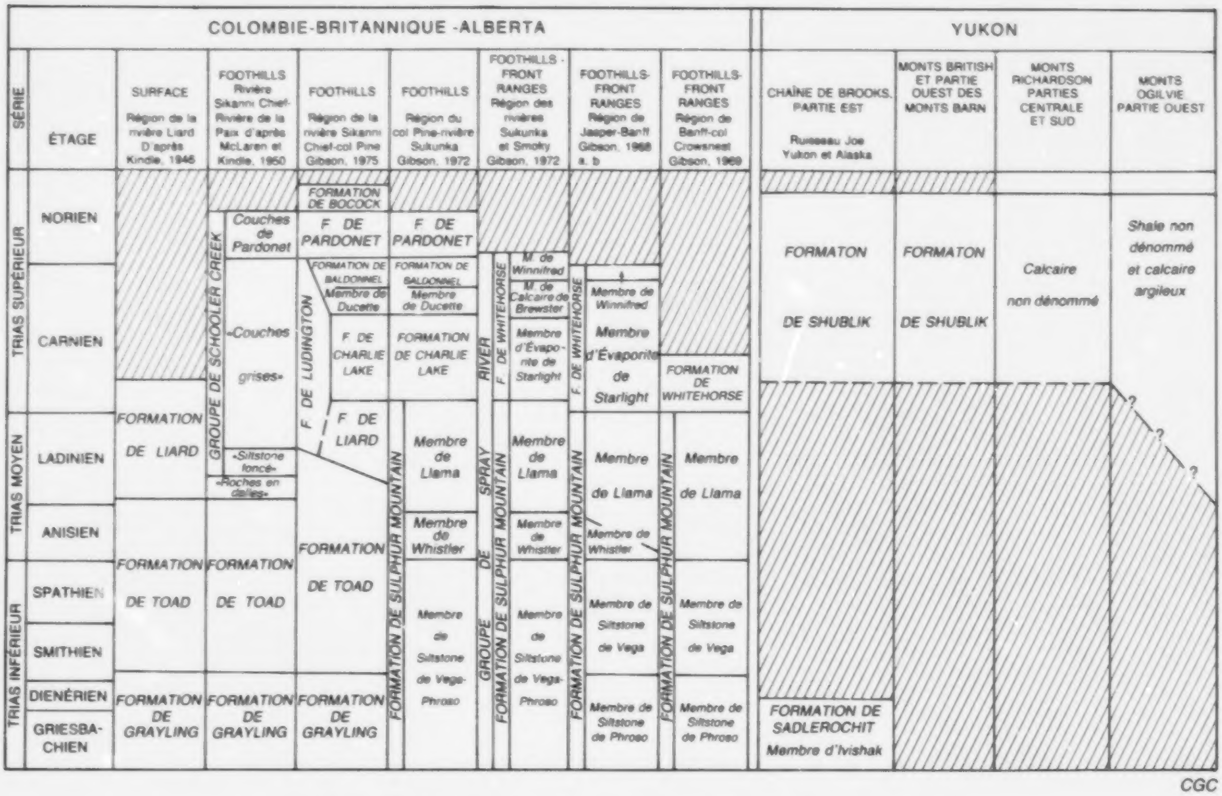


Figure 8-48. Tableau de corrélation des strates triasiques.

surmonté en contact net par le Membre d'Évaporite de Starlight, qui appartient à la Formation de Whitehorse. Son âge se situe entre le milieu et la fin du Trias moyen (Anisien tardif à Ladinien tardif).

La Formation de Whitehorse se divise typiquement en trois membres, qui sont, de bas en haut, le Membre d'Évaporite de Starlight, le Membre de Calcaire de Brewster et le Membre de Winnifred. Dans la région de Cadomin-Banff, l'Évaporite de Starlight contient le grès quartzitique caractéristique appelé «Lentille de Grès d'Olympus». Le Calcaire de Brewster se limite à la région située au nord de la rivière Athabasca.

Le Membre d'Évaporite de Starlight se compose de dolomie et de calcaire de couleur jaune chamois, devenant gris clair à moyen à brun rougeâtre en surface altérée, de grès, de siltstone, de brèche intraformationnelle ou de dissolution ou des deux, localement accompagnés de couches et lentilles de gypse intercalées. De nombreux changements de faciès brusques sont caractéristiques et empêchent toute corrélation, même entre des coupes stratigraphiques très rapprochées. Le membre susmentionné a une puissance qui varie de nulle à sa bordure d'érosion dans certains secteurs des Foothills orientaux, à plus de 400 m dans les Front Ranges, à l'intérieur du parc national de Banff (Gibson, 1974). Au nord de la rivière Athabasca, il est surmonté en contact net et concordant, par le Membre de Calcaire de Brewster, mais dans les Foothills entre les rivières Athabasca et Bow, il est surmonté par le Membre de Winnifred. Le Membre d'Évaporite de Starlight date sans doute du Trias tardif (Carnien).

Le Membre de Calcaire de Brewster comprend des couches résistantes, formant des falaises, d'épaisseur moyenne à grande, de calcaire de couleur gris pâle à sombre en surface altérée, accompagné secondairement de dolomie silteuse à gréseuse et de brèches carbonatées intraformationnelles, qui peuvent atteindre 62 m d'épaisseur. Le contact avec le Membre de Winnifred sus-jacent est net et concordant. Le Membre de Calcaire de Brewster date du Trias tardif (Carnien).

Le Membre de Winnifred, appartenant à la Formation de Whitehorse, se compose de couches minces à épaisses de dolomie et calcaire gréseux à silteux, de couleur gris jaunâtre à moyen en surface altérée, accompagnés de rares interstrates de siltstone quartzeux dolomitique, de grès quartzeux très fin et de conglomérat intraformationnel. Il a une épaisseur maximale de 225 m et est interprété comme datant du Trias tardif (Carnien). Ce membre est recouvert en disconformité par la Formation de Fernie du Jurassique.

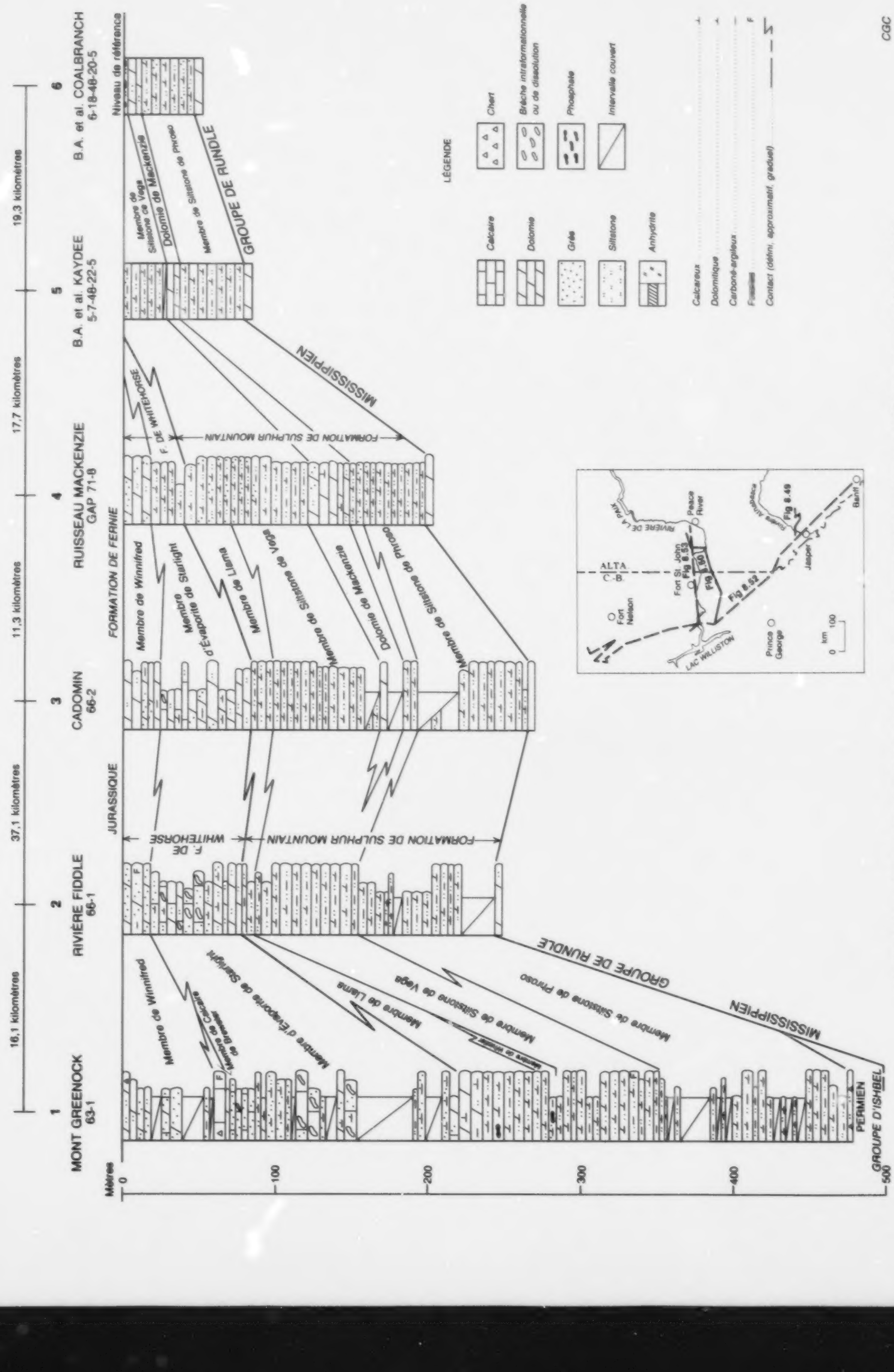


Figure 8-49. Coupe stratigraphique illustrant les relations stratigraphiques du Trias entre les régions de la rivière Athabasca et de la rivière Brazeau, en Alberta (d'après Gibson, 1974). La position de la coupe est représentée à la figure 8-46.

Rocheuses du Nord - Foothills et Front Ranges

Dans le centre du Domaine de l'avant-pays, la succession triasique, l'une des mieux conservées et des plus complètes du monde, diffère de la succession existant au sud, et est divisée en huit formations qui, de bas en haut, sont les formations de Grayling, de Toad, de Liard et de Charlie Lake, ainsi que les formations latéralememt équivalentes de Ludington, de Baldonnel, de Pardonet et de Bocock (fig. 8-48, 8-49). Une petite unité triasique non dénommée, équivalente aux formations de Ludington et de Pardonet, est préservée dans les chaînons Muskwa à l'ouest (fig. 8-46).

La Formation de Grayling comprend un siltstone dolomitique peu résistant de couleur gris sombre à gris brunâtre, se débitant en feuillets ou en dalles, un shale silteux, et des quantités moindres de siltstone calcareux,

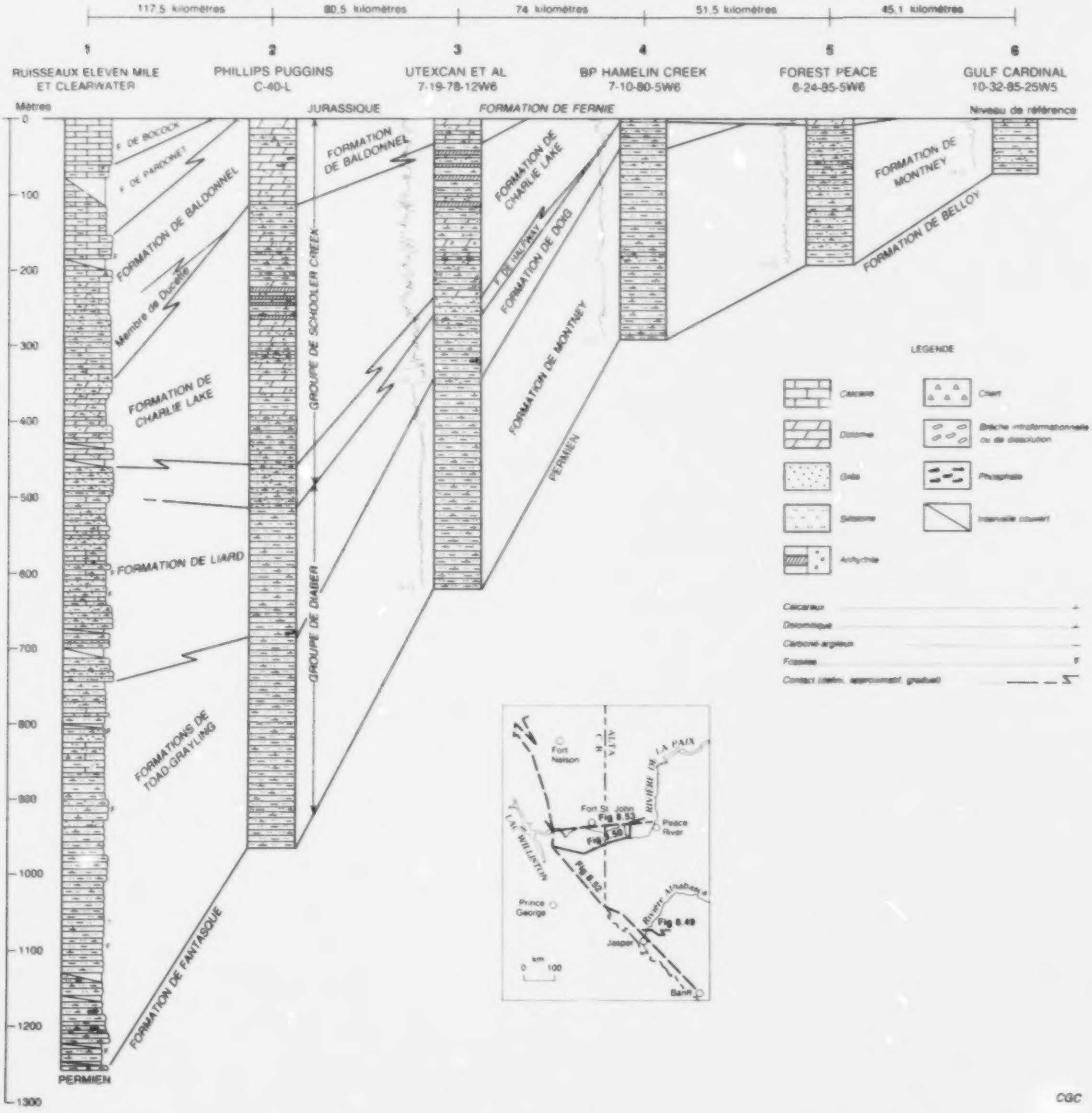


Figure 8-50. Coupe stratigraphique illustrant la lithologie et les relations de faciès entre les formations triasiques des Foothills et de la subsurface des Plaines intérieures, dans le nord-est de la Colombie Britannique. La position de la coupe est représentée à la figure 8-46.

CHRONOSTRATIGRAPHIE DU TRIAS

SÉRIE	ÉTAGE	SOUS-ÉTAGE	ZONES
TRIAS SUPÉRIEUR	NORIEN	Norien supérieur	*Choristoceras crickmayi* *Cochloceras amoenum* 27 *Gnomohalorites cordilleranus* 26
		Norien moyen (Alaunien)	*Himavatites columbianus* 25 *Drepanites rutherfordi* 24
		Norien inférieur	*Juvavites magnus* 23 *Malayites dawsoni* 22 *Stikinoceras kerri* 21
	CARNIEN	Carnien supérieur (Tuvalien)	*Klamathites macrolobatus* 20 *Tropites welleri* 19 *Tropites dilleri* 18
		Carnien inférieur (Julien)	*Austrotrachyceras obesum* 17 *Trachyceras desatoyense* 16
TRIAS MOYEN	LADINIEN		*Frankites sutherlandi* 15 *Maclearnoceras maclearni* 14 *Meginoceras meginae* 13 *Progonoceratites poseidon* 12 *Eoprotrachyceras subasperum* 11
	ANISIEN	Anisien supérieur (Illyrien)	*Frechites chischa* 10 *Frechites deleeni* 9
		Anisien moyen (Pelsonien)	*Anagymnotoceras varium* 8
		Anisien inférieur (Aegéen)	*Lenotropites caurus* 7
TRIAS INFÉRIEUR	SPATHIEN		*Keyserlingites subrobustus* 6 *"Olenikites" pilaticus*
	NAMMALIEN	Smithien	*Wasatchites tardus* 5 *Euflemingites romunderi* 4
		Dienérien	*Vavilovites sverdrupi* 3 *Proptychites candidus* 2
	GRIESBACHIEN	Griesbachien supérieur (Ellesmérien)	*Proptychites strigatus* *Ophiceras commune* 1
		Griesbachien inférieur (Gangétien)	*Otoceras boreale* *Otoceras concavum*

CGC

Figure 8-51. Chronostratigraphique du Trias et zones à ammonites correspondantes (modifié de Tozer, 1984).

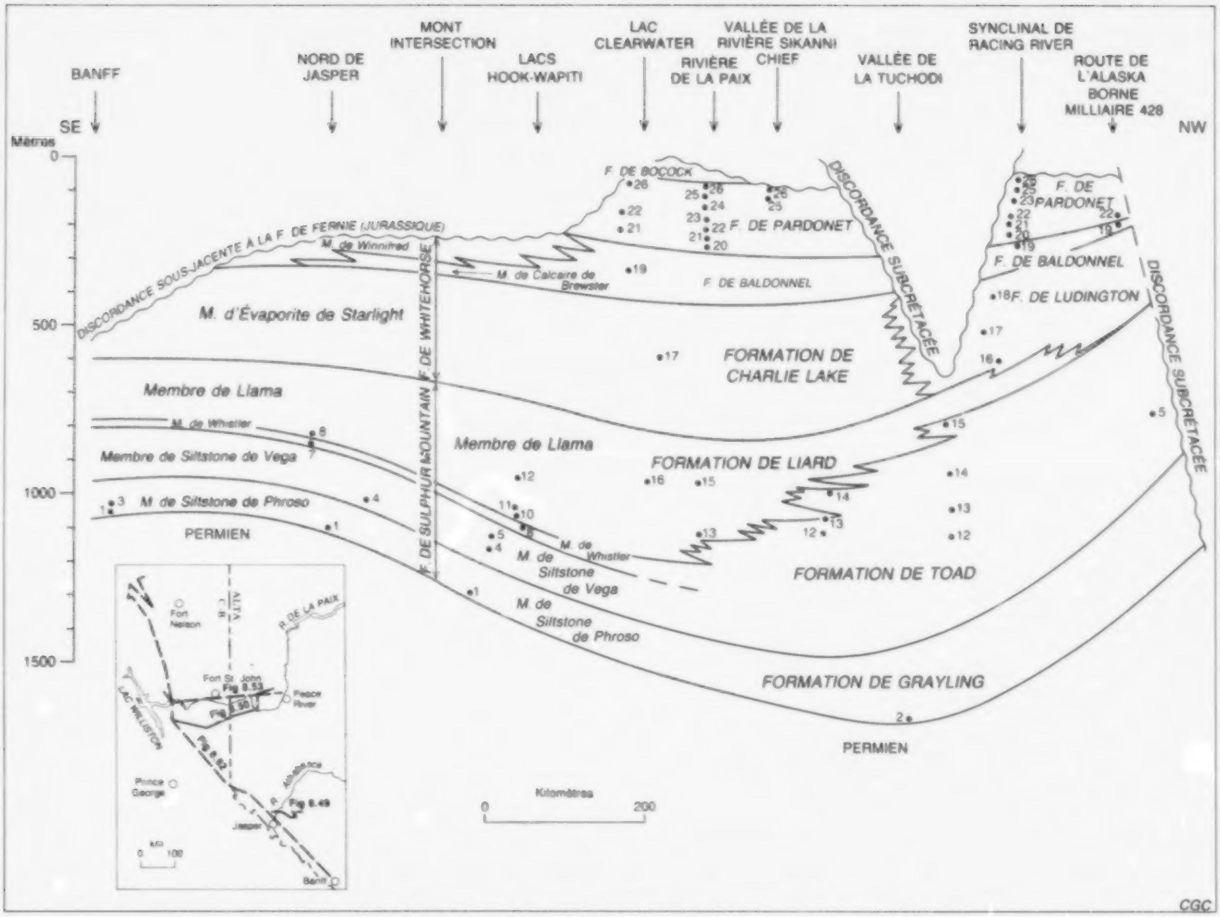


Figure 8-52. Coupe longitudinale schématique illustrant les relations stratigraphiques du Trias et indiquant la position des zones à ammonoïdés, entre Banff (Alberta) et la borne milliaire 428 de la route de l'Alaska, dans le nord-est de la Colombie-Britannique (les numéros désignent les zones fauniques de la figure 8-51). Diagramme établi par E.T. Tozer. La position de la coupe est également représentée à la figure 8-46.

de calcaire silteux, de dolomie et de grès très fin. Sa puissance est comprise entre 35 m près de la rivière Halfway (Gibson, 1975) et un maximum de 395 m près de la rivière Liard (Pelletier, 1963). Cette unité recouvre en disconformité le chert et le mudstone siliceux de la Formation de Fantasque du Permien; elle est en contact progressif avec la Formation de Toad sus-jacente. La Formation de Grayling date du Trias précoce (Griesbachien à Smithien) et elle est corrélable avec le Membre de Siltstone de Phroso de la Formation de Sulphur Mountain au sud.

La Formation de Toad se compose de couches minces à moyennes de siltstone très calcareux, de calcaire silteux, de shale silteux et de quantités mineures de dolomie silteuse et de grès calcareux, de couleur gris sombre en surface altérée, et se débitant en feuillets ou en dalles. Sa puissance maximale est de 825 m à proximité de la rivière Halfway (Gibson, 1975). Dans la plupart des secteurs, la Formation de Toad est surmontée en contact progressif par la Formation de Liard. Cependant, à l'extrémité ouest des Foothills, au nord de la rivière de la Paix, et peut-être dans la région de la rivière Liard et du sud du Yukon, elle est recouverte par la Formation de Ludington. À l'extrémité est des Foothills, dans la région de la rivière Liard et de la route de l'Alaska, la Formation de Toad est surmontée en disconformité par le Groupe de Fort St. John, du Crétacé inférieur (fig. 8-55). La faune de la Formation de Toad date du Trias précoce et moyen (Smithien à Ladinien).

La Formation de Liard se compose de grès résistant, formant souvent des falaises, très dolomitique à calcareux, de granulométrie fine à grossière, de siltstone calcareux et dolomitique, et secondairement de dolomie silteuse à gréseuse. Un calcaire bioclastique gréseux à silteux, présentant une couleur chamois en surface altérée, est sporadiquement intercalé dans la succession en de nombreuses localités. La Formation de Liard a une épaisseur variable, passant de nulle à sa limite d'érosion et à la limite initiale de sédimentation, à 417 m près du col Pine (Gibson, 1975). Les strates de la Formation de Liard passent progressivement vers l'ouest à la Formation de Toad et sont interdigitées avec celle-ci. Dans la majeure partie de

la zone d'affleurement, la Formation de Liard est surmontée en contact progressif par la Formation de Charlie Lake, mais dans les Foothills orientaux, elle est surmontée en disconformité par le Groupe de Fort St. John du Crétacé inférieur (Stott, 1982). La Formation de Liard est caractérisée par la présence d'une faune d'ammonites, de brachiopodes et de pélécypodes s'échelonnant entre la fin du Trias moyen et le début du Trias tardif (Ladinien tardif à Carnien précoce).

La Formation de Charlie Lake se compose d'une séquence bariolée de couleur chamois à jaune, de couleur grise à brun orange en surface altérée, constituée de grès dolomitique à calcareux, de siltstone, de calcaire gréseux, de dolomie et accessoirement de brèches intraformationnelles et de dissolution. Dans la subsurface de la plateforme de l'Intérieur, elle contient de l'anhydrite et du gypse. Elle atteint une épaisseur maximale de 405 m près du lac Williston (Gibson, 1975). Vers l'ouest, la Formation de Charlie Lake passe latéralement, de façon progressive, à la Formation de Ludington, et elle est en contact progressif avec le calcaire et la dolomie sus-jacents de la Formation de Baldonnel. À l'extrémité est des Foothills, la Formation de Charlie Lake est recouverte en discordance par la Formation de Fernie du Jurassique. L'âge de la Formation de Charlie Lake a été interprété comme remontant probablement au début du Trias tardif (Carnien) (Gibson, 1971a, b, 1975).

À l'extrémité ouest des Foothills, au nord de la rivière de la Paix, la Formation de Ludington comprend un siltstone dolomitique à calcareux, un grès très fin à fin et un calcaire bioclastique silteux à gréseux, de couleur gris moyen à clair en surface altérée. Son épaisseur varie d'un minimum de 500 m à un maximum d'environ 960 m. Les contacts avec les formations sus-jacentes sont mal définis dans la plupart des régions, étant donné que la Formation de Ludington constitue l'affleurement sommital du Trias. Toutefois, à une localité, elle est surmontée en contact net par le siltstone et le calcaire de la Formation de Pardonet. L'âge de la Formation de Ludington s'échelonne de la fin du Trias moyen au début du Trias tardif (Ladinien à Carnien tardif).

La Formation de Baldonnel se compose d'un calcaire et d'une dolomie résistants, formant des falaises, de couleur gris pâle à gris brunâtre en surface altérée, accompagnés accessoirement de siltstone et de grès très fin. Cependant, entre le lac Williston et la rivière Sukunka, la Formation de Baldonnel comporte à sa base un siltstone, un grès et une dolomie, de couleur sombre en surface altérée, qui constituent le Membre de Ducette. Dans ses affleurements, la Formation de Baldonnel atteint une puissance maximale de 146 m au sud du lac Williston. Elle est surmontée en contact net par la Formation de Pardonet. La Formation de Baldonnel date du Trias tardif (Carnien).

La Formation de Pardonet comprend un calcaire carboné-argileux, un calcaire silteux, un siltstone calcareux et dolomitique et des quantités mineures de shale, de couleur gris sombre à gris brunâtre sombre en surface altérée, et atteint une puissance maximale de 137 m près de la rivière de la Paix. Presque partout, la Formation de Pardonet est surmontée en discordance par la Formation de Fernie du Jurassique, mais entre le lac Williston et le col Pine, elle est surmontée en contact net et peut-être en disconformité par la Formation de Bocock. La Formation de Pardonet est datée du Trias tardif (Norien précoce à tardif).

À l'extrémité ouest des Foothills, entre le lac Williston et la rivière Pine, la Formation de Pardonet est surmontée par une séquence de calcaire, en couches moyennes à

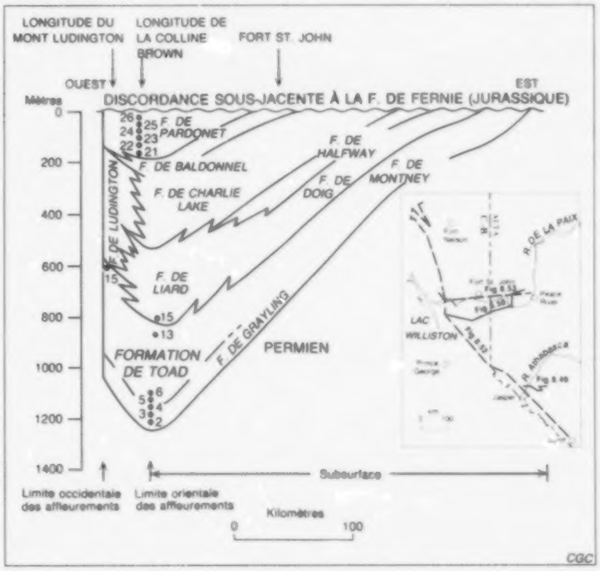


Figure 8-53. Coupe stratigraphique schématique illustrant les relations stratigraphiques du Trias entre les terrains de surface et de subsurface, et indiquant la position des zones à ammonoïdés, entre la région de la rivière de la Paix et du lac Williston et la région située à l'est de Fort St. John, dans le nord-est de la Colombie-Britannique (les numéros désignent les zones fauniques de la fig. 8-51). Diagramme établi par E.T. Tozer. La position de la coupe est également représentée à la figure 8-46.

Figure 8-54. Stratification rythmique caractéristique de la Formation de Sulphur Mountain au mont Meosin, dans les Foothills du nord-est de la Colombie-Britannique. GSC 205235-A.

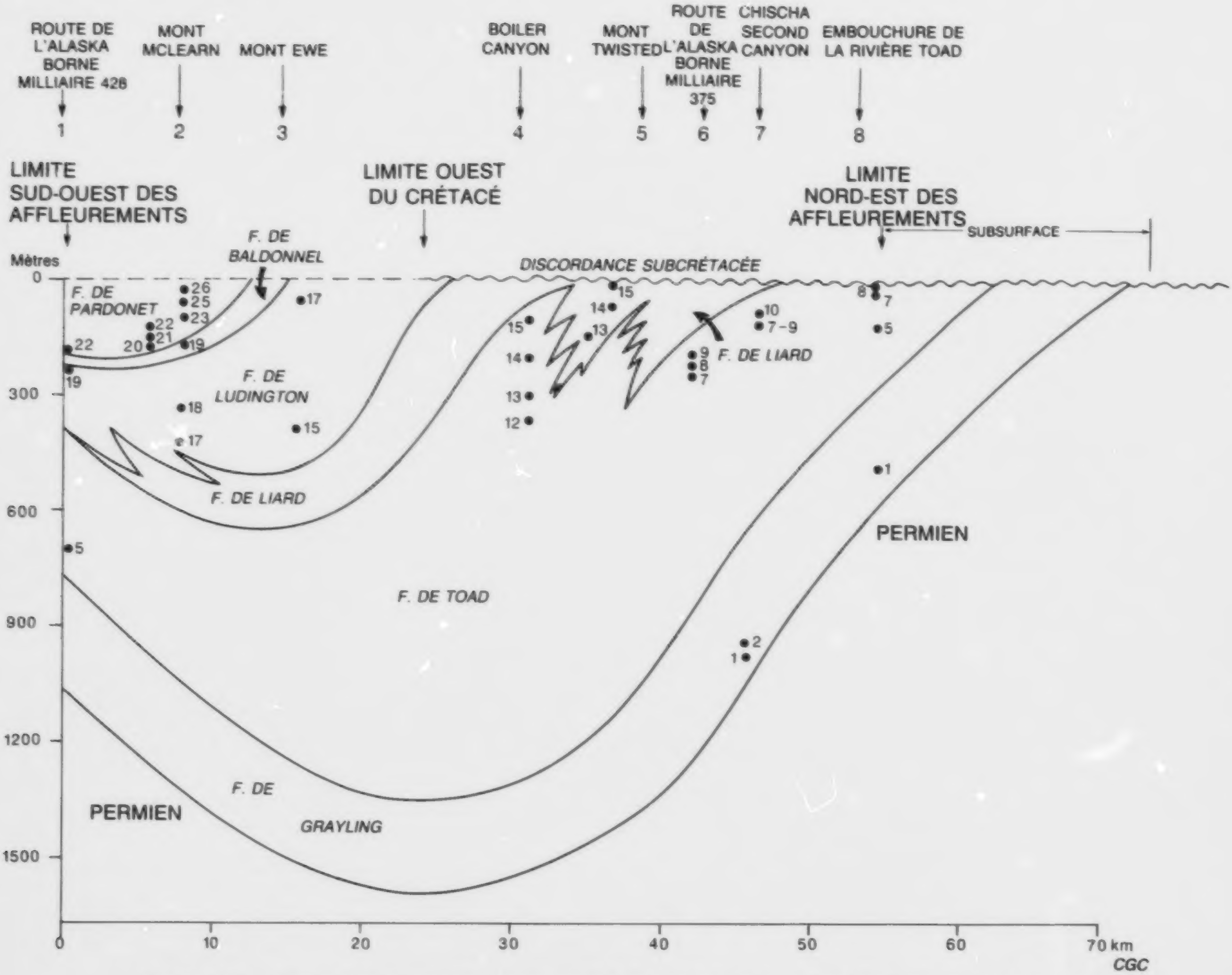


Figure 8-55. Coupe stratigraphique schématique illustrant les relations stratigraphiques du Trias et la position des zones à ammonoïdés entre la borne milliaire 428 de la route de l'Alaska, dans le nord-est de la Colombie-Britannique, et la région de la rivière Liard et de Nelson Forks (les numéros désignent les zones fauniques de la figure 8-51). Diagramme établi par E.T. Tozer. La position de la coupe est également représentée à la figure 8-46.

épaisses, de la Formation de Bocock, de couleur gris clair à brun jaunâtre en surface altérée. La Formation de Bocock a jusqu'à 63 m d'épaisseur (Gibson, 1975). Elle est surmontée en contact net et probablement discordant par la Formation de Fernie, du Jurassique. Les conodontes de la Formation de Bocock indiquent qu'elle date de la fin du Trias tardif (Norien tardif) (Orchard dans Tozer, 1982a).

Des strates non dénommées du Trias existent au-dessous d'une étroite région allongée d'environ 60 km² dans l'ouest des chaînons Muskwa. Ces roches se composent de siltstone calcareux et de shale, bien stratifiés, peu à moyennement résistants, sombres et de couleur grise en surface altérée, présentant localement un débit en plaquettes prononcé, interstratifiés avec des couches résistantes de calcaire silteux présentant une teinte orange-chamois à chamois en surface altérée. Cette séquence a environ 300 m d'épaisseur et surmonte une porcellanite noire et résistante et un chert de couleur crème daté du Permien ou du Dévono-Mississippien. L'étude des fossiles indique des âges situés dans le Ladinien précoce, le Carnien, le Norien moyen et le Norien tardif.

Domaine de l'avant-pays septentrional - Territoire du Yukon et district de Mackenzie

Les strates triasiques du Domaine de l'avant-pays septentrional subsistent dans trois régions très éloignées les

unes des autres: 1) le nord du Yukon et l'ouest du district de Mackenzie (monts British, Barn, Richardson, monts Ogilvie septentrionaux et monts Wernecke), 2) le centre ouest du Yukon (monts Ogilvie méridionaux) et 3) le centre est du Yukon (monts Pelly et chaîne Selwyn) (fig. 8-46).

Dans le nord de l'Alaska, au Yukon et dans l'ouest du district de Mackenzie, le Trias comprend la Formation de Sadlerochit, comprise entre le Permien et le Trias, et la Formation de Shublik, comprise entre le Trias inférieur et le Trias supérieur (Assemblage de Sadlerochit; fig. 8-48). La Formation de Sadlerochit, située dans les monts British, à l'ouest de la frontière entre l'Alaska et le Yukon (terrane de l'Alaska arctique) est constituée de deux membres : au-dessus, le Membre d'Ivishak, datant du Trias précoce et constitué de grès brun et de shale gris pouvant atteindre 130 m d'épaisseur; au-dessous, le Membre d'Echooka, du Permien, surmonté en contact net et discordant? par le premier et se composant de couches interstratifiées de shale silteux, de grès et de quantités mineures de carbonates. Au Yukon, aucune strate triasique n'a été identifiée dans la Formation de Sadlerochit. La Formation de Shublik existe dans les monts British et Barn, les monts Richardson et le nord-ouest des monts Ogilvie, où elle comprend un siltstone, un grès, un shale, et un calcaire silteux et bioclastique. Il existe une quantité mineure de conglomérat quartzeux près de la base de la formation dans les monts British. La Formation de Shublik a une épaisseur variable pouvant atteindre plus de 120 m (Mountjoy, 1967). La Formation de Shublik surmonte en discordance le Membre d'Ivishak, du Trias inférieur, près de la frontière entre l'Alaska et le Yukon, et ailleurs, des formations du Paléozoïque supérieur. Elle est surmontée en discordance par des strates du Jurassique (Formation de Kingak), ou du Crétacé supérieur ou du Tertiaire ou des deux à la fois. Dans les monts British et Barn, l'espèce *Monotis ochotica* (Keyserling) du Norien tardif, a été récoltée dans des strates de la Formation de Shublik (Mountjoy, 1967).

Dans le centre ouest du Yukon (monts Ogilvie méridionaux), les dépôts isolés de strates du Trias (Tempelman-Kluit, 1970) se composent de siltstone gris sombre et de calcaire argileux fossilifère, d'odeur fétide, dont l'âge se situe probablement entre le Smithien et le Norien tardif. Dans cette région, le Trias surmonte probablement en discordance la Formation de Tahkandit du Permien, et est surmonté en discordance par des strates du Jurassique moyen.

Dans le centre du Yukon (monts Pelly), au sud-ouest de la faille de Tintina à l'intérieur du terrane de Cassiar, jusqu'à 500 m de siltstone calcareux finement stratifié et un peu de calcaire phosphaté du Trias moyen et supérieur (Tempelman-Kluit, communication personnelle; Tempelman-Kluit, 1977; Gordey, 1981a), sont placés dans l'Assemblage de Spray River. Dans les parties médiane et supérieure de la séquence, le calcaire forme un membre discontinu pouvant atteindre 100 m d'épaisseur. La puissance et le faciès relativement uniformes montrent que l'unité avait à l'origine une plus grande étendue qu'actuellement. La séquence surmonte en discordance des strates du Permien; son sommet n'affleure pas. Elle a le même âge et la même apparence que les formations de Ludington et de Pardonet situées dans les Rocheuses du Nord, par rapport auxquelles elle a peut-être été décalée par le décrochement dextre survenu au Crétacé-Tertiaire le long des failles des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord.

Dans le centre est du Yukon (chaîne Selwyn), au nord-est de la faille de Tintina, les strates triasiques s'observent dans des affleurements dispersés de siltstone calcareux, de grès et de shale finement stratifiés, à stratification oblique de migration de rides, appartenant à la Formation de Jones Lake (Gordey, sous presse). Les contacts avec les strates sous-jacentes du Paléozoïque semblent être des disconformités. Près du col Macmillan, jusqu'à 750 m de ces strates sont préservés (Gordey, 1981b). Les quelques conodontes récoltés indiquent que l'âge des strates en question se situe entre le Smithien et le Norien.

Paléoenvironnements et évolution de la sédimentation

En Colombie-Britannique et en Alberta, les strates du Trias inférieur (membres de Siltstone de Phroso et de Siltstone de Vega-Phroso, Formation de Grayling) se sont déposées dans une mer en transgression vers l'est, le long de la bordure occidentale d'une plate-forme à circulation libre, tectoniquement stable, relativement profonde et dont la profondeur diminuait vers l'est. Cependant, dans certaines régions des Foothills et des Plaines intérieures adjacentes du nord-est de la Colombie-Britannique, les variations d'épaisseur des strates du Trias inférieur suggèrent qu'il y a eu segmentation de la marge côtière en bassins, cuvettes et plates-formes peu profondes (Barss et al., 1964). Le Membre de Siltstone de Vega se caractérise par une alternance distinctive de strates résistantes et peu résistantes à l'érosion météorique, et par des structures sédimentaires typiques des sédiments déposés par des courants dirigés vers le large, soit des courants de turbidité, soit des courants générés par des tempêtes, peut-être dans une mer relativement peu profonde (voir p. ex. Nelson, 1982). Contrairement au Membre de Siltstone de Phroso sous-jacent et à la Formation de Grayling équivalente, le Membre de Siltstone de Vega et la partie inférieure de la Formation de Toad se sont déposés dans une mer en régression ou diminuant de profondeur.

Les strates inférieures du Trias moyen (Anisien) du Membre de Whistler et de la partie médiane de la Formation de Toad se sont déposées pendant ou après une transgression marine. La faible épaisseur et la mince stratification du Membre de Whistler, ainsi que le contenu élevé de carbonates suggèrent de faibles apports sédimentaires de type détritique dans un milieu sédimentaire anoxique à circulation restreinte. Au nord, les strates de la Formation de Toad présentent des caractères typiques d'un milieu de plate-forme marine à circulation plus ouverte.

Un abaissement régional du niveau de la mer dans le miogéoclinal occidental s'est produit durant la sédimentation du Membre de Llama de la Formation de Sulphur Mountain, et des formations de Liard et de Halfway. Les grès, siltstones et lithofaciès associés déposés le long du littoral d'une mer progressivement moins profonde représentent des milieux de plate-forme continentale peu profonde, d'avant-plage, de cordon littoral et de chenaux de marée. À l'extrémité ouest des Foothills et dans les Front Ranges, ces strates présentent des faciès et

des structures sédimentaires qui suggèrent une sédimentation dans un milieu d'eau relativement plus profonde.

Après le Trias moyen, les mers ont continué à diminuer de profondeur et à reculer. Les strates du Membre d'Évaporite de Starlight et de la Formation de Charlie Lake se sont probablement formées dans un milieu intertidal de faible profondeur et dans un milieu évaporitique d'estran. Localement, des grès et quelques carbonates bioclastiques ont pu constituer des barrières et des cordons littoraux émergés, restreignant ainsi la circulation de l'eau et entraînant la précipitation du gypse et de l'anhydrite ainsi que la formation de «couches rouges». Les strates de la Formation de Ludington, latéralement équivalente, se sont déposées plus à l'ouest dans un milieu à circulation beaucoup plus libre et relativement plus profond.

Les membres de Brewster et de Winnifred de la Formation de Whitehorse, ainsi que la Formation de Baldonnel contiennent des lithofaciès et des structures sédimentaires typiques de milieux marins relativement plus profonds, à circulation plus libre. Le Membre de Calcaire de Brewster et la Formation de Baldonnel représentent une sédimentation en eau peu profonde dans un milieu d'énergie relativement élevée, soumis à l'action de vagues et de courants modérés. Cependant, plus à l'ouest, la Formation de Baldonnel contient des concentrations croissantes de matières organiques et moins de matériaux bioclastiques fragmentés, ce qui semble indiquer un milieu marin relativement plus profond de plate-forme à circulation libre. Toutefois, localement, des brèches intraformationnelles ou de dissolution et des «couches rouges» du Membre de Winnifred semblent représenter des lagunes évaporitiques peu profondes.

Après la sédimentation de la Formation de Baldonnel, les mers ont continué à s'approfondir au nord, ce qui a permis l'établissement d'un milieu sédimentaire euxinique représenté par la Formation de Pardonet. À une étape plus tardive du dépôt de cette formation, la mer s'est retirée, et une grande partie de la région s'est trouvée exposée à l'érosion préjurassique. Cependant, dans la région du lac Williston et du col Pine, dans le nord-est de la Colombie-Britannique, a subsisté une baie marine peu profonde, et les calcaires de la Formation de Bocock se sont déposés dans un milieu lagunaire très peu profond.

La Période triasique s'est terminée par un autre épisode de soulèvement, de régression et probablement d'érosion, suivi d'une transgression marine et de la sédimentation de la Formation de Fernie du Jurassique.

Il existe peu d'information sur les milieux et sur les épisodes de sédimentation du Trias au Yukon et dans le district de Mackenzie. La Formation de Shublik du Trias supérieur, caractérisée par des changements de faciès verticaux et latéraux brusques, semble s'être déposée le long d'une plate-forme continentale stable de direction générale nord-ouest dans un milieu littoral relativement peu profond. Les descriptions lithologiques (Mountjoy, 1967) suggèrent que les strates à grain grossier et conglomératiques représentent des milieux de plage et d'avant-plage, et que les siltstones et shales à grain plus fin se sont déposés dans des milieux plus profonds, à circulation restreinte. Les sédiments clastiques de la Formation de Shublik semblent avoir une provenance locale. Le calcaire, en partie constitué de lumachelles à bivalves, s'est accumulé loin des apports sédimentaires terrigènes, sur une plate-forme continentale peu profonde.

La lithologie et les associations fauniques qui caractérisent les strates triasiques dans le sud des monts Ogilvie semblent indiquer une sédimentation dans un milieu marin moyennement profond, de faible énergie (Tempelman-Kluit, 1970).

Dans le centre sud du Yukon (monts Pelly), la séquence de calcaire et siltstone observée dans la région des monts Pelly représente une sédimentation marine normale sur une plate-forme continentale très profonde, mais au-dessus du niveau de compensation des carbonates. Aucune des roches ne s'est formée dans les eaux peu profondes de la zone intertidale ou dans des milieux côtiers agités. Bien que les carbonates représentent des accumulations biogéniques de faciès détritique, il est probable qu'ils n'ont jamais constitué de récifs.

Dans le centre est du Yukon (chaîne Selwyn), les strates du Trias correspondent sans doute à une sédimentation subtidale sur une plate-forme interne.

Strates du Jurassique inférieur et moyen du Domaine de l'avant-pays

T.P. Poulton

Les strates du Jurassique inférieur et moyen de l'Assemblage de Spray River, dans le Domaine de l'avant-pays, se composent principalement de shales et grès préservés dans le nord du Yukon et dans les régions adjacentes du district de Mackenzie, dans le centre du Yukon, ainsi que dans les Rocheuses du centre et du Sud et leurs contreforts (Foothills) en Alberta et en Colombie-Britannique (fig. 8-56). Leur séquence est incomplète en raison des nombreux épisodes d'érosion survenus pendant et après le Jurassique.

Les strates du Jurassique inférieur et moyen situées dans le nord du Domaine de l'avant-pays sont des sédiments de plate-forme, entièrement issus du craton. Les grès de plate-forme continentale présents à l'est et au sud passent progressivement à des shales et siltstones de faciès de bassin à l'ouest et au nord. Dans le sud du Domaine de l'avant-pays, les roches du Jurassique inférieur et moyen et quelques roches du Jurassique supérieur sont aussi entièrement dérivées du craton. Par contre, la plupart des roches du Jurassique supérieur et des roches plus récentes de la Cordillère méridionale représentent les stades primitifs de l'orogenèse de la Cordillère à l'ouest; elles ont été ensuite transportées vers l'est, puis se sont déposées dans l'avant-fosse adjacente à l'orogène en surrection.

D'importantes transgressions ont précédé la sédimentation du Sinémurien, du Toarcien, de la fin du Bajocien précoce, du Bathonien, du Callovien (approximativement) et de l'Oxfordien tardif ou du Kimméridgien dans le nord du Yukon et le sud-ouest de l'Alberta, en réponse aux événements tectoniques ou eustatiques survenus le long de la marge occidentale de l'Amérique du Nord septentrionale. Jusqu'à l'Oxfordien, les sédiments étaient issus du craton; par la suite, les sources de sédiments situées à l'ouest ont joué un rôle prépondérant.

D'épaisses unités de grès du Pliensbachien et de l'Oxfordien inférieur situées dans le nord du Yukon indiquent l'existence d'importantes régions sources cratoniques à proximité, et possiblement d'autres situées très loin au sud et au sud-est. Dans le second cas, les sédiments ont

peut-être été transportés vers le nord par un réseau hydrographique primitif rappelant celui du Mackenzie, à l'est du sillon des Rocheuses, auquel ce réseau a aussi apporté des sédiments (Poulton, 1984).

Une avancée progressive vers le nord des sources orogéniques (occidentales) de sédiments dans le Jurassique supérieur est possible compte tenu de la tendance générale à une diminution d'âge vers le nord des prismes de roches clastiques micacées qui en sont issus, et qui sont de l'Oxfordien au sud, et du Crétacé dans le nord du Yukon (Poulton, 1984). Cette variation nord-sud de l'époque de sédimentation dans l'avant-fosse est peut-être liée à de grands déplacements dextres survenus le long de décrochements du côté ouest du Domaine d'Omineca (Eisbacher, 1981; Gabrielse, 1985).

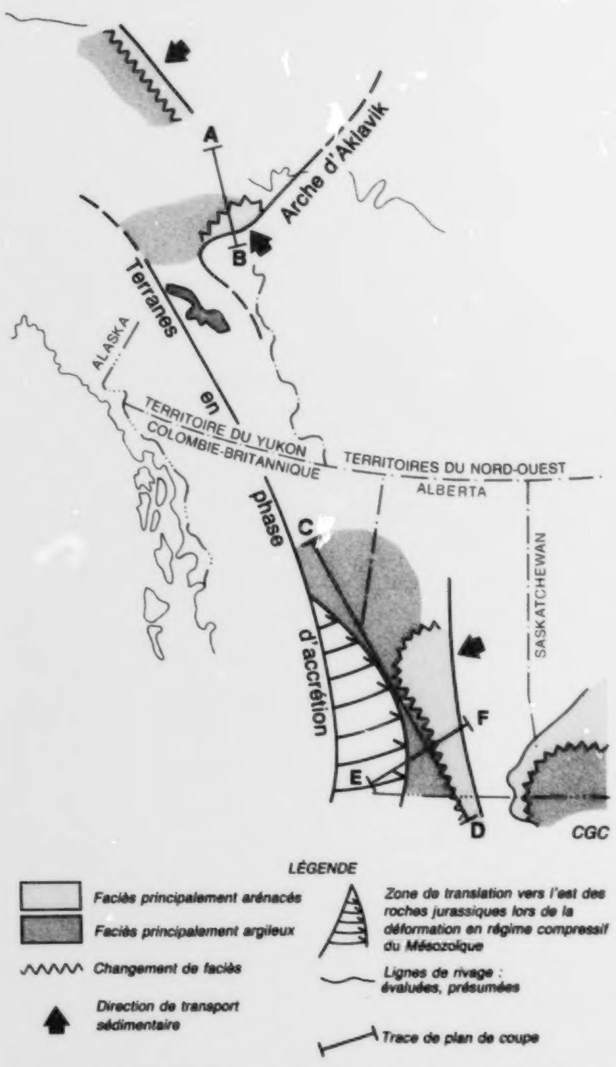


Figure 8-56. Carte de localisation montrant le contexte tectono-stratigraphique de l'Ouest du Canada au Jurassique précoce et moyen et la position des coupes stratigraphiques (fig. 8-57, 8-59 et 8-60). La répartition des faciès lithologiques et les directions de transport sédimentaire (flèches), représentées de façon simplifiée, indiquent les polarités de la sédimentation.

Domaine de l'avant-pays septentrional

Dans le nord du Domaine de l'avant-pays, les strates jurassiques reposent en discordance sur une surface d'érosion de faible relief constituée de roches triasiques, paléozoïques ou précambriennes (fig. 8-57). La provenance est ou sud-est des sédiments et la position des lignes de rivage sont indiquées par les distributions des faciès et de l'épaisseur des strates, et par l'accroissement vers l'est de la dimension des hiatus internes. Les zones de dépôt maximal, ainsi que les sources hypothétiques des sédiments du Jurassique inférieur et moyen se sont systématiquement déplacés vers le sud par suite de transgressions intermittentes sur le craton. La biostratigraphie indique que la colonne sédimentaire préservée du Système jurassique est plus ou moins complète.

La surface sur laquelle se sont déposées les strates jurassiques faisait partie d'une vaste plate-forme cratonique instable inclinée vers l'ouest, et caractérisée par un grand nombre de soulèvements et dépressions mineurs. Ceux-ci pourraient être associés aux stades initiaux de rifting dans l'Océan arctique qui se sont manifestés par une distension de la croûte sous la plate-forme de Beaufort (Grantz et May, 1982). Rien n'indique l'existence de sources sédimentaires à l'ouest jusqu'au Crétacé précoce, ou une quelconque activité volcanique.

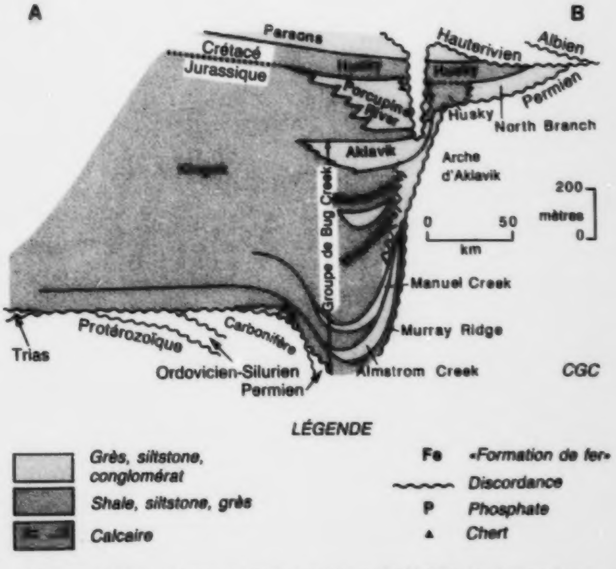


Figure 8-57. Coupe stratigraphique NW-SE du Jurassique inférieur et moyen à travers le nord du Yukon. La position de la coupe est représentée à la figure 8-56. La légende de la présente figure s'applique également aux figures 8-59 et 8-60.

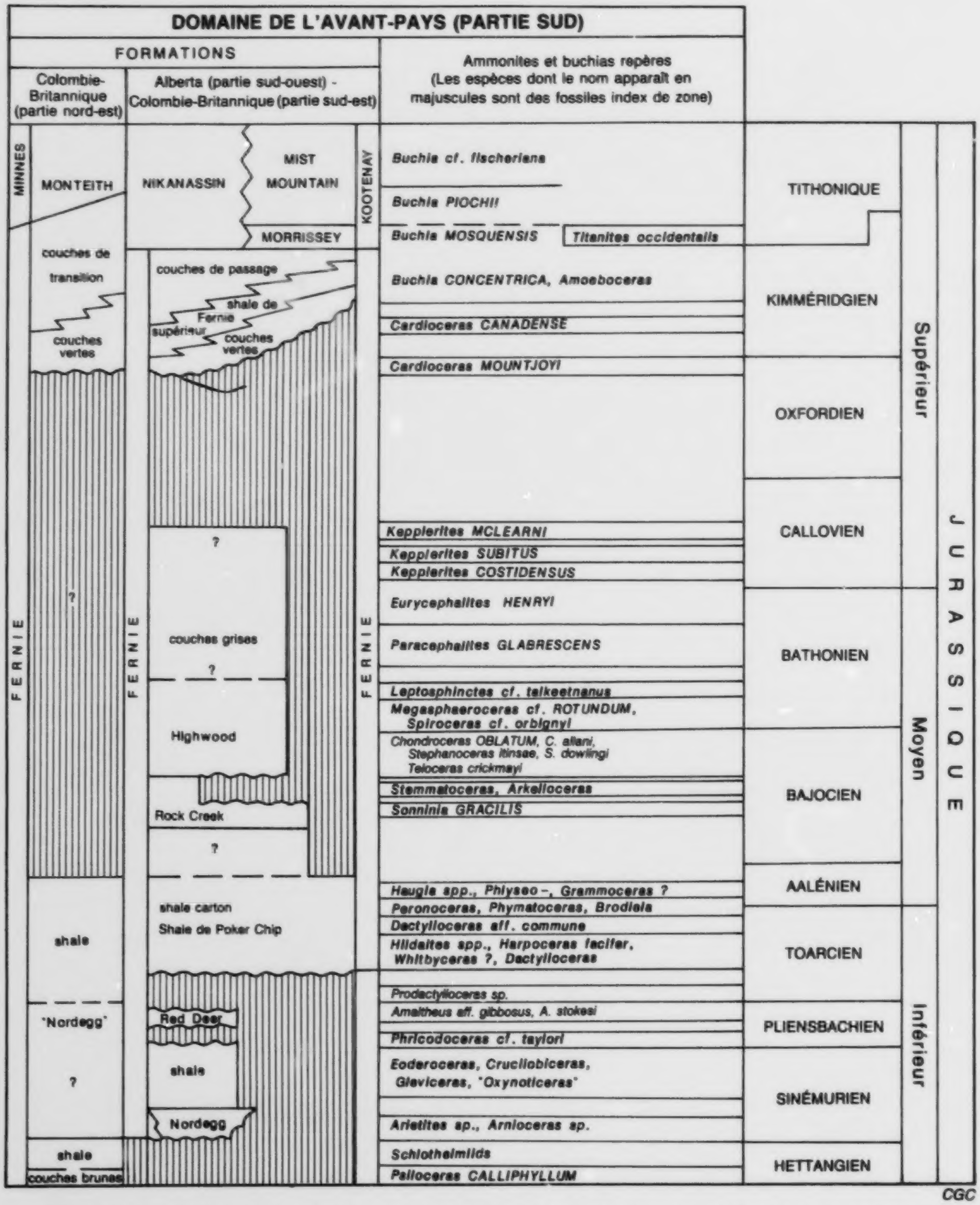
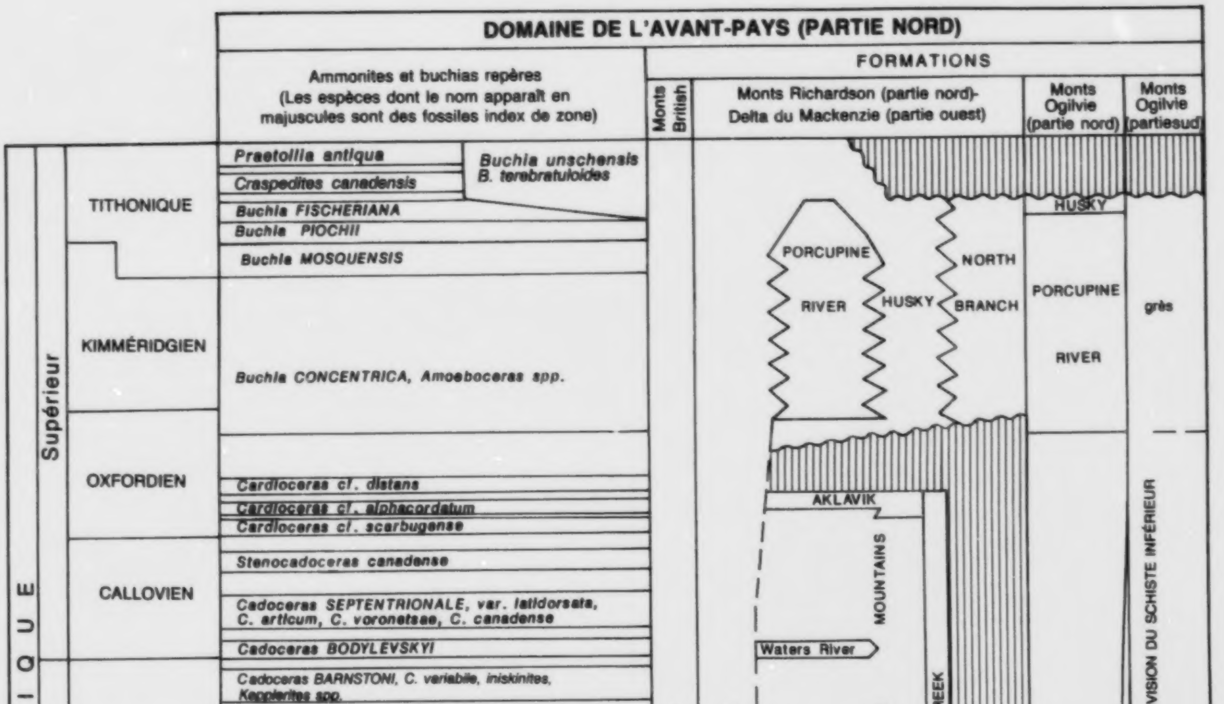


Figure 8-58. Tableau de corrélation et macrofossiles repères du Domaine de l'avant-pays. Les lignes verticales indiquent des hiatus.


DOMAINE DE L'AVANT-PAYS (PARTIE NORD)
FORMATIONS
Ammonites et buchias repères (Les espèces dont le nom apparaît en majuscules sont des fossiles index de zone)
Monts British
Monts Richardson (partie nord)- Delta du Mackenzie (partie ouest)
Monts Ogilvie (partie nord)
Monts Ogilvie (partiesud)
JURASSIQUE
Supérieur
Moyen
Inférieur
TITHONIQUE
KIMMÉRIDGIEN
OXFORDIEN
CALLOVIEN
BATHONIEN
BAJOCIEN
AALÉNIEN
TOARCIEN
PLIENSBACHIEN
SINÉMURIEN
HETTANGIEN
Praetollia antiqua
Craspedites canadensis
Buchia unschensis
B. terebratuloides
Buchia FISCHERIANA
Buchia PIOCHII
Buchia MOSQUENSIS
Buchia CONCENTRICA, Amoeboceras spp.
Cardioceras cf. distans
Cardioceras cf. alphacordatum
Cardioceras cf. scarbugense
Stenocadoceras canadense
Cadoceras SEPTENTRIONALE, var. latidorsata, C. articum, C. voronetsae, C. canadense
Cadoceras BODYLEVSKYI
Cadoceras BARNSTONI, C. variabile, Iniskinites, Kepplerites spp.
Arcticoceras spp., Iniskinites spp.
Arcticoceras ISHMAE, Oxycerites spp.
Arcticoceras HARLANDI
Arctocephalites spp. aff. greenlandicus
Arctocephalites spp. aff. arcticus, nudus
Cranocephalites aff. pompeckji, aff. vulgaris
Cranocephalites cf. indistinctus
Cranocephalites BOREALIS
Arkelloceras TOZERI, A. elegans
Erycitoides HOWELLI, Pseudolioceras mclintocki
Leioceras cf. opalinum
Peronoceras cf. polare
Dactylioceras aff. commune
Pseudolioceras spp.
Harpoceras aff. exaratum, Dactylioceras aff. semicelatum
Amaltheus STOKESI, A. bifurcus
Echioceras AKLAVIKENSE, E. cf. arcticum
Oxynoticeras OXYNOTUM, Gleviceras sp., Arctoasteroceras jeletzkyi
Coroniceras sp.?, Arietites sp. ?
Psiloceras (Caloceras) cf. johnstoni
Psiloceras sp.
KINGAK
KINGAK
HUSKY
PORCUPINE RIVER
HUSKY
NORTH BRANCH
PORCUPINE RIVER
grès
AKLAVIK
MOUNTAINS
Waters River
RICHARDSON
GROUPE DE BUG CREEK
Little Bell
Anne Creek
MANUEL CREEK
ALMSTROM CREEK
MURRAY RIDGE
Scho Creek
sh
grès
KINGAK
DIVISION DU SCHISTE INFÉRIEUR
shale
?
Fe
grès
CGC

À l'est, les strates jurassiques comprennent plusieurs cycles de sédimentation de grès et shale de plate-forme continentale qui sont mieux développés dans le centre et le nord des monts Richardson et dans l'ouest du delta du Mackenzie (fig. 8-57, 8-58). Le Groupe de Bug Creek, compris entre le Sinémurien et l'Oxfordien moyen inclusivement, comprend au moins cinq cycles régressifs dont deux se terminent par d'épaisses unités gréseuses, les formations d'Almstrom Creek et d'Aklavik, qui sont respectivement d'âge pliensbachien et oxfordien (Poulton et al., 1982).

La formation la plus ancienne du Groupe de Bug Creek est la Formation de Murray Ridge (30-80 m), qui englobe un shale et un siltstone d'âge sinémurien. Une mince unité basale de grès et de conglomérat (Membre de Scho Creek, 3-24 m) est disposée en éventail au pied de l'arche d'Aklavik, à la marge sud du bassin. La Formation de Murray Ridge passe vers le haut au grès de la Formation d'Almstrom Creek (300 m), lequel est à son tour surmonté par les shales noirs du Toarcien et de l'Aalénien de la Formation de Manuel Creek (100 m). Un complexe de cordon émergé et barrière, d'âge aalénien, attribué au Membre d'Ann Creek (33-72 m) apparaît au sommet de la Formation de Manuel Creek, près de la bordure de passage aux shales du Groupe de Bug Creek. Les shales des formations de Murray Ridge et de Manuel Creek s'épaississent graduellement vers l'ouest et le sud-ouest, où ils fusionnent avec le shale de la Formation de Kingak. Le grès de la Formation d'Almstrom Creek s'épaissit rapidement jusqu'à 300 m au nord-ouest avant de passer lui aussi au faciès du shale de la Formation de Kingak.

Les limites sud-est et nord-est actuelles des roches du Jurassique inférieur et moyen ne sont probablement pas distantes des limites de sédimentation de ces roches; ces limites ont probablement été partiellement contrôlées par des failles au Jurassique précoce. Les roches du Jurassique moyen forment un dépôt transgressif discordant sur les roches du Jurassique inférieur au sud-est (Poulton et al., 1982). Un épisode de régression, représenté par le Membre d'Ann Creek, a été accompagné de l'érosion des strates du Jurassique inférieur, à la marge du bassin.

La séquence du Jurassique moyen est dominée par la Formation de Richardson Mountains (50-300 m), séquence de roches clastiques qui passe principalement d'un grès et d'un siltstone au sud-est, à un shale contenant des interstrates d'unités gréseuses au nord-ouest. Le Membre de Little Bell (30 m), d'âge bajocien, constitue son unité gréseuse basale. Le Membre de Waters River (140 m), daté du Callovien initial, comprend une série de dépôts de cordons littoraux émergés, à proximité de la bordure de passage aux shales de la formation. La Formation de Richardson Mountains passe vers le haut au grès de la Formation d'Aklavik (50-100 m) datée de l'Oxfordien précoce et de l'Oxfordien moyen. L'épaisseur de la Formation d'Aklavik augmente de façon irrégulière vers l'ouest, passant de nulle sur le flanc de l'arche d'Aklavik jusqu'à plus de 700 m; ensuite, les grès fusionnent avec le shale de la Formation de Kingak (Poulton et al., 1982).

La succession de plate-forme continentale externe qui existe dans les monts British, les monts Barn et le nord des monts Ogilvie est constituée de la Formation de Kingak (600-800 m) qui comprend tous les étages du Jurassique, excepté le Sinémurien. Elle se compose principalement de shale et de siltstone, localement accompagnés d'une mince couche basale de grès, de conglomérat ou de roche ferrugineuse (Poulton, 1982, 1984). Le shale, le siltstone et le grès du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur, qui sont disposés en une étroite bande à travers le centre du Yukon («Division du Schiste inférieur», Green, 1972; Tempelman-Kluit, 1970), représentent probablement un prolongement vers le sud de la même succession; dans le nord du Yukon, les directions générales des lignes de rivage indiquent que ces roches se sont déposées dans un rentrant séparé de la succession de Kingak par une vaste péninsule qui s'étendait vers l'ouest à partir de la plate-forme (fig 8-56; Poulton et Tempelman-Kluit, 1982).

Domaine de l'avant-pays méridional

Dans le sud du Domaine de l'avant-pays, les strates jurassiques recouvrent une discordance régionale qui tronque successivement les couches plus anciennes allant du Trias au Carbonifère vers l'est, en direction du craton (Springer et al., 1964). À l'est, au nord-est et au nord, le Jurassique montre un amincissement résultant à la fois du type de sédimentation et de la troncature survenue au-dessous des discordances intrajurassiques et au-dessous des groupes de Blairmore, de Bullhead et de Manville du Crétacé inférieur (fig. 8-59, 8-60, Stott, 1967; Poulton, 1984). Ce n'est qu'à l'extrémité ouest de cette zone que les strates du Jurassique présentent un contact progressif avec celles du Crétacé (fig. 8-60).

Les roches du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen comprennent le shale, le grès et le calcaire bioclastique peu abondant de la Formation de Fernie (Frebold, 1957; Poulton, 1984; Hall, 1984). Elles sont en majeure partie issues du craton, en direction duquel elles deviennent progressivement plus arénacées; les faciès des lignes de rivage ne sont pas préservés. La seule unité gréseuse épaisse de la succession principalement composée de shale est le Membre de Rock Creek (2-30 m) du sud-ouest de l'Alberta. Une épaisse séquence de siltstone, probablement d'âge bathonien, située dans les Couches grises du sud-est de la Colombie-Britannique, a peut-être pour origine une source sédimentaire située au sud ou au sud-ouest. L'âge de la base de la Formation de Fernie varie de l'Hettangien au Toarcien. Il existe de nombreuses lacunes internes mais latéralement discontinues, ce qui suggère une érosion considérable; par conséquent, la stratigraphie est localement incomplète. Cependant, à l'échelle régionale, tous les étages du Jurassique sont représentés. La nomenclature complexe et partiellement informelle des membres du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen de la Formation de Fernie est résumée par Poulton (1984) et Hall (1984). Généralement, cet intervalle a une faible épaisseur, mais peut dépasser 200 m.

Les strates épicratoniques du Jurassique inférieur et moyen, constituées principalement de sédiments clastiques ayant leur source à l'est et en partie de sédiments chimiques, forment une séquence très incomplète et diffèrent fortement de celles du prisme de roches clastiques du Jurassique supérieur, dont la source est située à l'ouest. Les premiers indices d'une activité orogénique à l'ouest résident dans l'accroissement de la vitesse de subsidence de l'avant-fosse. Cette subsidence plus rapide se reflète dans l'épaisseur de la séquence de shale du Jurassique supérieur qui contient en faibles quantités de minces turbidites(?) et qui,

de même qu'un mince grès basal («Couches vertes») localement présent, occupe la position basale d'une épaisse séquence de grès qui trouve sa plus riche expression dans les groupes de Kootenay et de Minnes. L'épaisseur très variable des shales du Jurassique supérieur, de 10 m à plus de 400 m, est un reflet des variations dans la subsidence initiale le long de l'avant-fosse. Les unités du Jurassique supérieur surmonte une disconformité régionale qui repose sur diverses unités du Jurassique plus anciennes (fig. 8-57, 8-58 et 8-59) et témoigne peut-être du passage d'un bombement préorogénique.

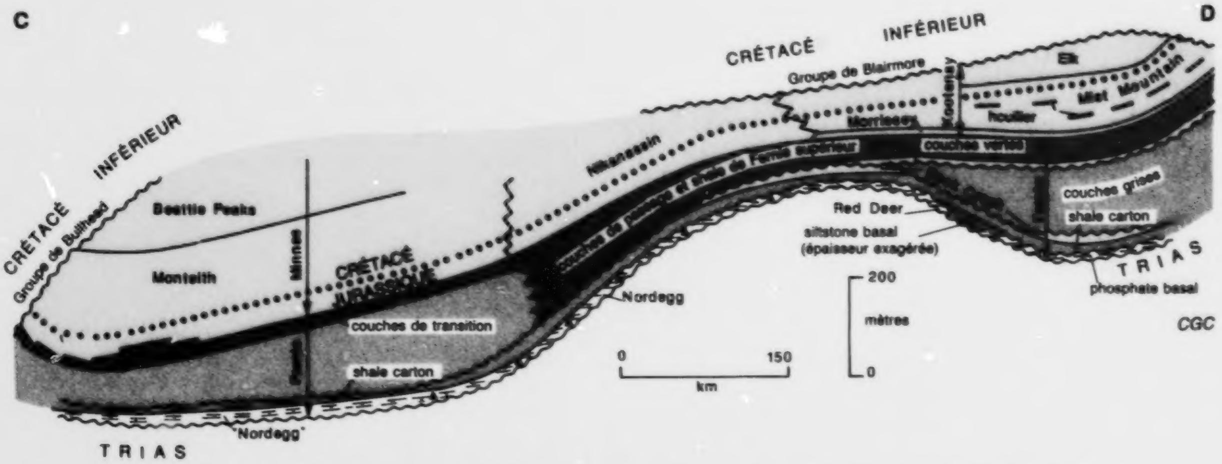


Figure 8-59. Coupe stratigraphique NW-SE du Jurassique à travers la bordure occidentale du miogéoclinal. La position de la coupe est représentée à la figure 8-56. La légende accompagne la figure 8-57.

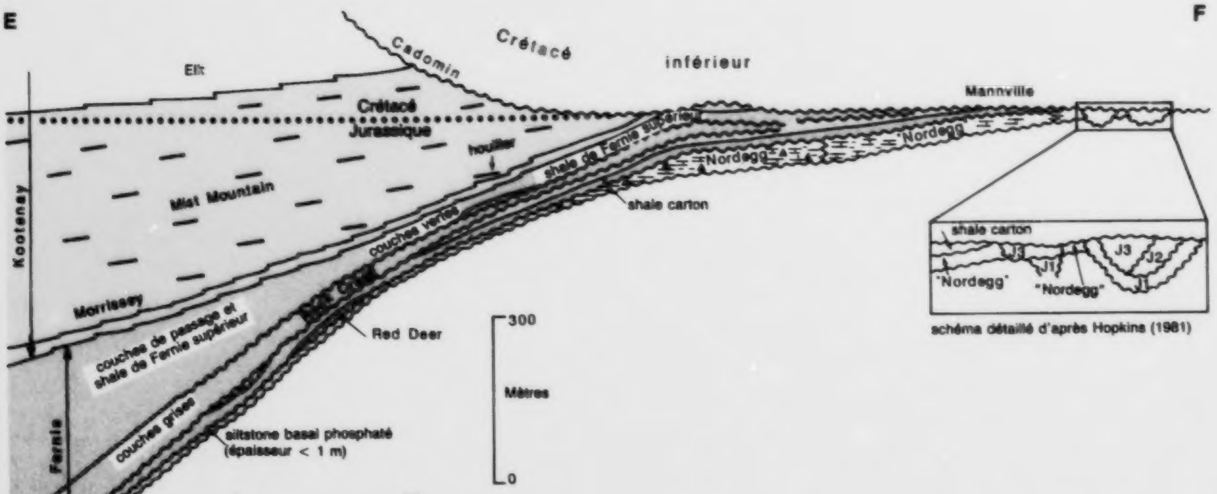


Figure 8-60. Coupe stratigraphique SW-NE du Jurassique à travers le Domaine de l'avant-pays méridional. La position de la coupe est représentée à la figure 8-56. La reconstitution palinspastique est conforme au modèle de Norris (1971). La légende accompagne la figure 8-57.

PARTIE B. TERRANES DE LA CORDILLÈRE

J.W.H. Monger, J.O. Wheeler, H.W. Tipper, H. Gabrielse, T. Harms, L.C. Struik, R.B. Campbell, C.J. Dodds, G.E. Gehrels et J. O'Brien

Résumé

Comparativement à la stratigraphie relativement bien ordonnée et continue du miogéoclinal, les roches du Dévonien supérieur au Jurassique moyen des terranes de la Cordillère posent de nombreux problèmes de datation, d'établissement et de corrélation des successions stratigraphiques. Néanmoins, la plupart des terranes se caractérisent par l'uniformité générale des lithologies, des successions stratigraphiques et des faunes.

Dans ces terranes, les lithologies très variées indiquent des milieux océaniques, des milieux d'arc insulaire volcanique, et peut-être aussi des milieux distaux de miogéoclinal. Les relations entre arcs insulaires, zones de subduction, prismes d'accrétion et bassins d'avant-arc et d'arrière-arc sont la plupart du temps mal comprises. Par conséquent, du moins en ce qui concerne une grande partie du Paléozoïque tardif, la paléogéographie est difficile à reconstituer. De plus, la répartition des divers terranes les uns par rapport aux autres et par rapport au protocontinent nord-américain n'est pas bien connue.

Le terrane péricratonique de Kootenay, qui recouvre peut-être une croûte continentale amincie, comprend des strates intensément déformées du Paléozoïque supérieur. Dans l'arc de Kootenay, le conglomérat, le calcaire, l'argilite et les roches volcaniques tholéiitiques du Mississippien du Groupe de Milford recouvrent en discordance les strates clastiques et carbonatées, du Paléozoïque inférieur, de la Formation de Broadview. Plus au nord-ouest, dans les régions d'Adams Lake et de Cariboo, de minces membres calcaires du Mississippien et du Permien sont présents. Sur toute sa longueur, de petites masses d'orthogneiss et de granite que des datations radiométriques situent entre le Dévonien tardif et le Mississippien précoce sont caractéristiques du terrane de Kootenay. Dans le sud-est du Yukon, ces roches sont associées aux volcanites mafiques et felsiques du Mississippien précoce qui sont recouvertes par des strates carbonatées et clastiques comprises entre le Pennsylvanien et le Permien. Au Yukon, les roches cataclastiques siliceuses du sous-terrane de Nisutlin comprennent peut-être des strates du Paléozoïque supérieur.

Dans le terrane de Windy-McKinley, à l'ouest de la frontière entre l'Alaska et le Yukon, des radiolarites datent du Mississippien, du Trias et peut-être du Jurassique. Ces radiolarites se trouvent dans des empilements de roches volcaniques et ultramafiques, ce qui indique une sédimentation dans un milieu océanique. Les affinités avec les assemblages de Cache Creek ou de Slide Mountain ne sont pas connues.

Monger, J.W.H., Wheeler, J.O., Tipper, H.W., Gabrielse, H., Harms, T., Struik, L.C., Campbell, R.B., Dodds, C.J., Gehrels, G.E. et O'Brien, J.
1991: Assemblages du Dévonien supérieur au Jurassique moyen – Terranes de la Cordillère; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 8, partie B, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

Les roches principalement océaniques du terrane de Slide Mountain sont comprises entre le Dévonien tardif et le Trias et se situent dans de minces nappes allochtones le long de la marge ouest du miogéoclinal. Dans l'arc de Kootenay, des roches volcaniques tholéiitiques du Permien accompagnées de quantités mineures de roches clastiques sont recoupées par une diorite probablement permienne. De même, une diorite du Permien recoupe les roches antérieurement faillées du terrane de Slide Mountain, dans le Groupe de Sylvester, dans le centre nord de la Colombie-Britannique. À plusieurs endroits, les intrusions, les failles de chevauchement antérieures à la phase intrusive et la présence de minéraux du faciès des schistes bleus, indiquent que l'activité tectonique a joué un rôle important au Permien.

Dans la partie sud de la Quesnellie, les terranes océaniques et les terranes d'arc insulaire volcaniques sont recouverts en discordance par des roches volcaniques d'arc insulaire du Trias moyen et supérieur. Des roches sédimentaires paléozoïques du sous-terrane de Harper Ranch se situent entre le Dévonien tardif et le Permien tardif. Un assemblage lithologique, structuralement complexe, du sous-terrane d'Okanagan, composé notamment de roches sédimentaires, de roches volcaniques et de roches ultramafiques, contient localement des faunes situées dans l'intervalle de l'Ordovicien au Trias tardif. Dans la chaîne Omineca, une séquence de roches sédimentaires et volcaniques contenant des fossiles du Pennsylvanien moyen a été provisoirement attribuée au sous-terrane de Harper Ranch.

Les roches les plus caractéristiques de la Quesnellie sont des roches volcaniques d'arc insulaire et des roches plutoniques associées des groupes de Nicola et de Takla, dont l'âge s'échelonne du Trias moyen au Jurassique précoce. Dans le sud de la Quesnellie, elles passent progressivement vers l'est à des roches mixtes, sédimentaires et volcaniques, et finalement à des strates sédimentaires du Groupe de Slocan. Les roches plutoniques abritent de nombreux gisements de cuivre.

Les roches sédimentaires de l'Assemblage de Hall (Jurassique inférieur et moyen) surmontent en discordance les roches volcaniques du Mésozoïque dans la Quesnellie. Elles sont principalement des strates clastiques dérivées d'un arc volcanique.

Les strates du Paléozoïque supérieur, qui sont principalement des roches sédimentaires océaniques du terrane de Dorsey près de la frontière entre le Yukon et la Colombie-Britannique, comprennent des unités calcaires du Pennsylvanien. Le caractère proximal de sources cratoniques est indiqué par l'abondance de quartz dans certains grès et conglomérats.

L'Assemblage de Cache Creek, un faciès océanique, a un âge compris entre le Mississippien et le Trias tardif dans la Cordillère septentrionale, et entre le Pennsylvanien et le Jurassique précoce au sud. Il est caractérisé par la présence de corps carbonatés d'eau peu profonde contenant des fusulinidés aux affinités téthysiennes. Dans certains

cas, les carbonates couvrent un intervalle de temps remarquablement long (du Mississippien au Permien). Les unités calcaires sont entourées par une radiolarite et par des roches sédimentaires argileuses d'eau profonde. Des masses discontinues de basalte, de gabbro et de roches ultramafiques sont abondantes. Ces roches ont subi une déformation intense, accompagnée de la formation de minéraux typiques du faciès des schistes bleus au Trias tardif et au Jurassique précoce et moyen. Il existe des roches de lithologie semblable dans le terrane de Bridge River, où ont été trouvés des radiolaires de l'intervalle Permien-Jurassique moyen.

Au nord de l'arche de Stikine, les roches océaniques sont surmontées par un calcaire et des roches volcaniques calco-alcalines du Trias supérieur, qui à leur tour sont recouverts par un grauwacke du Jurassique inférieur, ce dernier étant peut-être dérivé de la Quesnellie au nord-est.

Les formations calcaires du Mississippien et du Permien sont séparées par des roches volcaniques mafiques et par des argilites dans la partie nord-ouest de la Stikinie. Le calcaire permien, qui peut atteindre 1 000 m d'épaisseur, a été suivi sur environ 500 km, ce qui suggère qu'il s'est déposé dans un milieu stable peu profond, possiblement sur une plate-forme continentale en subsidence. Dans la partie nord-est de la Stikinie, des roches volcaniques bimodales du Mississippien avec des intercalations carbonatées sont géographiquement séparées des séquences de sédiments et de rhyolite du Permien.

Dans l'ensemble de la Stikinie, les roches du Paléozoïque supérieur sont recouvertes en discordance par des sédiments du Trias inférieur ou moyen, et par endroits, un fort contraste apparaît entre les styles de déformation des successions du Paléozoïque et du Mésozoïque.

Les roches volcaniques d'arc insulaire de l'Assemblage de Stuhini du Trias supérieur et les plutons qui leur sont associés s'étendent sans interruption autour des parties est et nord de la Stikinie. Cet empilement a souvent plusieurs kilomètres d'épaisseur et comprend typiquement d'épaisses coulées de porphyre à augite et de porphyre à gros bâtonnets de feldspath.

D'épaisses séquences de roches volcaniques calco-alcalines bariolées, qui s'échelonnent du Jurassique précoce au Jurassique moyen, et des sédiments corrélatifs du Groupe de Hazelton entourent presque complètement le bassin de Bowser. Les plutons granitiques du Jurassique précoce sont nombreux dans les successions volcaniques. Au nord de l'arche de Stikine, les sédiments clastiques de la Formation de Takwahoni, du Jurassique inférieur et moyen, provenaient de la Stikinie à l'ouest et au sud-ouest. Dans le nord de la cuvette de Whitehorse, l'interdigitation des sédiments des formations d'Inklin et de Takwahoni, du Jurassique inférieur, suggère la proximité mutuelle de la Quesnellie, de la Stikinie et du terrane de Cache Creek au Pliensbachien précoce.

Dans le sud du Domaine côtier, les terranes de Methow, de Bridge River et de Cadwallader sont séparés, par une bande de roches fortement métamorphisées, des terranes de Shuksan, de Chilliwack et de Harrison à l'ouest. Les roches les plus anciennes (triasiques) affleurant dans le terrane de Methow ont été interprétées comme des basaltes de dorsale médio-océanique recouverts par des sédiments du Jurassique inférieur et moyen.

Les roches océaniques du terrane de Bridge River, qui s'échelonnent du Permien au Jurassique moyen, étaient peut-être jadis dans le prolongement de celles du terrane de Cache Creek. Dans le terrane de Cadwallader, d'épais basaltes en coussins du Trias supérieur sont recouverts par un calcaire, un conglomérat et un grès turbiditiques. Ces sédiments sont recouverts en discordance par une séquence de conglomérat basal, de siltstone et de shale du Trias tardif-Bajocien précoce. L'Assemblage de Cadwallader pourrait représenter un milieu d'arc insulaire tholéiitique qui s'est transformé en milieux d'intra-arc et d'arrière-arc.

Dans le terrane de Shuksan, une nappe de charriage contient un schiste et une amphibolite datés du Permien-Trias précoce. Ces roches ont été soumises à un métamorphisme de haute pression et basse température au Jurassique tardif et au Crétacé précoce.

Une séquence assez complète de roches clastiques, carbonatées et volcaniques de composition basaltique et dacitique, s'échelonnant du Pennsylvanien au Permien, existe dans le terrane de Chilliwack. Au sud de 49°N, des strates dévoniennes sont également présentes. Ces roches sont caractéristiques d'un milieu d'arc insulaire volcanique.

Une argilite et un siltstone du Trias moyen, appartenant au terrane de Harrison, sont recouverts en discordance par des sédiments et roches volcaniques du Toarcien, par un shale de l'Aalénien et par une épaisse succession de roches volcaniques intermédiaires et felsiques, qui pourraient dater à peine du Bajocien précoce dans la partie supérieure de la succession.

Dans le terrane de Taku, séparé de la Stikinie par une zone de métamorphisme élevé, des carbonates, des phyllades et des métatufs du Permien sont recouverts par des carbonates, des phyllades et des brèches de coussins basaltiques.

Un carbonate pauvre en fossiles, des roches clastiques et des roches volcaniques, du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque inférieur, tous présentant des déformations complexes, affleurent dans le terrane d'Alexander dans la partie nord-est du massif St. Elias. Plus vers le centre du terrane, à savoir dans les chaînons Icefield et Alsek, des calcaires du Pennsylvanien au Permien sont présents dans une épaisse séquence de roches clastiques à grain fin. Dans le sud-est de l'Alaska, des carbonates, des roches clastiques fines et des roches volcaniques associées à un rift, comprises entre le Dévonien supérieur et le Permien, représentent un milieu sédimentaire de plate-forme. Plus au sud, des carbonates et également des sédiments clastiques à grain fin, du Pennsylvanien, sont présents dans des îles situées à l'ouest de Prince Rupert.

Des plutons alcalins à calco-alcalins s'échelonnant du Pennsylvanien au Permien précoce, dans l'ouest du terrane d'Alexander, semblent aussi recouper des roches attribuées à la Wrangellie, ce qui prouve que les deux terranes s'étaient réunis avant le Pennsylvanien, ou encore qu'ils ne sont jamais séparés.

Dans le terrane d'Alexander, les roches du Trias supérieur comprennent d'épaisses séquences de basalte, andésite, calcaire, argilite calcareuse et mudstone. Les filons-couches et culots de gabbro et diabase sont fréquents. Des rhyolites sont présentes dans le sud-est de l'Alaska, où un conglomérat basal marque une discordance régionale à la base des sédiments du Trias supérieur, ainsi

que dans des îles à l'ouest de Prince Rupert, où existe une discordance entre les sédiments du Pennsylvanien et les sédiments du Trias supérieur.

Un chert, un tuf, un grès et un calcaire compris entre le Mississippien et le Permien apparaissent à l'intérieur de la Wrangellie dans l'île de Vancouver, les îles de la Reine-Charlotte et le massif St. Elias. Dans cette dernière région, une succession volcanogène plus basse, probablement du Pennsylvanien, est recouverte par une succession sédimentaire du Permien comportant un conglomérat près de sa base.

D'épaisses unités de basalte associé à un rift océanique, datées du Trias tardif (Carnien) et recouvertes par un calcaire du Carnien et du Norien constituent des formations caractéristiques de la Wrangellie. Le calcaire passe progressivement vers le haut à des sédiments fins datés du Trias et du Jurassique précoce. Dans le massif St. Elias, le calcaire du Trias supérieur est associé à du gypse, ce qui suggère un milieu de sebkha.

Les roches du Jurassique inférieur de l'île de Vancouver sont dominées par d'épaisses séquences de roches volcaniques calco-alcalines qui sont associées à des plutons granitiques. Il existe dans les îles, le long de la côte orientale de l'île de Vancouver, des sédiments du Jurassique inférieur corrélatifs des roches volcaniques, qui forment des pendentifs dans le Domaine côtier et dans les îles de la Reine-Charlotte. Dans cette dernière région, ils sont localement riches en hydrocarbures.

Introduction

La plupart des roches décrites dans la présente section sont des strates marines, volcaniques et sédimentaires, s'échelonnant du Dévonien supérieur au Jurassique, autrefois appelées «roches eugéosynclinales». La plupart peuvent être groupées en assemblages d'intervalles de temps restreints, d'après leurs caractéristiques lithologiques et stratigraphiques qui nous renseignent sur les milieux tectoniques au moment de leur sédimentation (carte 1712A, en pochette). Toutefois, aux époques de leur formation, ces roches ont occupé des positions paléogéographiques inconnues ou incertaines les unes par rapport aux autres et par rapport à la protomarge occidentale du craton nord-américain.

La synthèse stratigraphique suivante couvre les divers terranes de la Cordillère occidentale. Le lecteur est prié de se référer à la Carte des terranes (carte 1713A, en pochette), sur laquelle ont été tracées les frontières de ces terranes en fonction des limites de distribution de leurs assemblages caractéristiques.

Stratigraphie des terranes

Terrane de Cassiar

Les roches du Dévonien tardif au Trias tardif du terrane de Cassiar ressemblent à celles du protocontinent nord-américain, même si elles ont été déplacées par rapport à celles-ci d'une distance inconnue par des failles de coulissage dextres le long des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord. Elles sont décrites dans la partie A du présent chapitre.

Terrane de l'Alaska arctique

Comme les roches du terrane de Cassiar, les assemblages du terrane de l'Alaska arctique montrent une plus grande affinité avec les strates cratoniques qu'avec celles des terranes péricratoniques et des terranes accrétés. Ils sont décrits dans la partie A du présent chapitre.

Terrane de Kootenay

Ce terrane, qui s'étend de façon discontinue sur toute la longueur de la Cordillère canadienne, se situe entre le protocontinent nord-américain et sa portion déplacée, le terrane de Cassiar, à l'est, et le terrane volcanique de Slide Mountain, la Quesnellie et la Stikinie, à l'ouest.

L'assemblage supérieur du terrane de Kootenay, dans l'arc de Kootenay (fig. 7-37), comprend le Groupe de Milford du Mississippien et du Pennsylvanien (Assemblage de Milford). Il repose en discordance angulaire sur la Formation de Broadview qui, avant le Mississippien tardif, avait été déformée en plis couchés, métamorphisée jusqu'au faciès des schistes verts, et affectée d'une foliation. Le Groupe de Milford comprend plusieurs faciès: à l'est, un faciès littoral, pouvant atteindre 600 m d'épaisseur, se composant de bas en haut de conglomérat basal, de calcaire contenant une faune corallienne du Viséen semblable à celle du Groupe de Rundle dans les Rocheuses, de grès et de shale, de tuf cherteux et de roches vertes; plus à l'ouest un faciès volcanique d'environ 600 m d'épaisseur, surmontant aussi la Formation de Broadview, et comprenant un conglomérat basal et des interstrates de calcaire et de roches volcaniques tholéiitiques; à l'extrême ouest, un faciès pouvant atteindre 600 m d'épaisseur, se composant de bas en haut de calcaire et de grès calcareux, de grès tufacé, de conglomérat à blocs, de calcaire et d'argilite siliceuse, noire, accompagnée de coulées tholéiitiques mineures. Chacun des faciès renferme des conodontes du Mississippien tardif, et le faciès intermédiaire contient en plus des conodontes datés du Pennsylvanien précoce (Klepacki et Wheeler, 1985). Le conglomérat à blocs renferme des clastes de quartzite, du grès à granules de la Formation de Broadview et de roches granitiques dont l'âge radiométrique a été estimé à 482 +91/-49 Ma (Ordovicien précoce) (Okulitch, 1985). Détail particulièrement important, l'argilite siliceuse du faciès le plus occidental est recouverte stratigraphiquement par la tholéiite permienne de la Formation de Kaslo, qui appartient au Terrane de Slide Mountain; on en déduit que la Formation de Kaslo s'est aussi déposée sur la partie distale du Groupe de Milford, qui fait partie du terrane de Kootenay.

Un affleurement isolé de phyllade calcareuse, dans le toit de la zone de failles du Columbia, à l'ouest du batholite de Kuskanax (fig. 7-37), renferme des conodontes du Dévonien tardif-Mississippien précoce. Si cet affleurement appartient au Groupe de Milford, sa base devient plus jeune vers le sud-est, et son dépôt résulterait d'une transgression, dans cette direction, sur une «arche» de Purcell du Paléozoïque moyen.

L'Assemblage de Milford du terrane de Kootenay s'étend vers le sud-ouest, le long de l'arc de Kootenay, jusque dans l'État de Washington (fig. 7-37), où il renferme la partie supérieure de la séquence siluro-carbonifère de Pend d'Oreille (Yates, 1964; Little, 1985) ainsi que les roches paléozoïques du Groupe de Codava plus au sud le long du fleuve Columbia (Snook et al., 1982). Plus à l'ouest

en Colombie-Britannique, entre l'arc de Kootenay et Greenwood, les sédiments clastiques et le calcaire de la Formation de Mount Roberts (Pennsylvanien) et de la Formation de Mount Attwood (Carbonifère), près de Greenwood, sont probablement corrélatifs du Groupe de Milford.

Dans la région du lac Adams, dans les hautes-terres de Shuswap (fig. 7-37), où la Formation d'Eagle Bay, (Protérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur) (Assemblage d'Eagle Bay) est segmentée par cinq nappes de charriage à vergence ouest, les roches du Mississippien se trouvent dans la nappe de charriage médiane (Schiarizza et Preto, 1984). Ces roches se composent de phyllade grise, de siltstone, de grès et de grès à granules accompagnés secondairement de calcaire, de conglomérat et de tuf dans lesquels ont été récoltés des conodontes du Mississippien précoce et tardif. Leurs similitudes lithologiques et les équivalences chronologiques établies permettent de corréler ces strates avec le faciès littoral du Groupe de Milford dans l'arc de Kootenay. Les roches du Paléozoïque inférieur et du Protérozoïque, situées dans les nappes de charriage les plus élevées et les plus à l'est, sont traversées par des intrusions d'orthogneiss du Dévonien tardif datées par la méthode U/Pb sur zircon de 372 ± 6 Ma (Okulitch et al., 1975),

Le sous-terrane de Barkerville (fig. 7-37), au nord-ouest, contient quelques mètres du Calcaire de Sugar, du Permien, recouvrant la partie supérieure du Groupe de Snowshoe, d'âge probablement paléozoïque. Le sous-terrane a été traversé par l'intrusion de Quesnel Lake et par des orthogneiss apparentés, datés par la méthode U/Pb sur zircon de 335-375 Ma, dont la mise en place a eu lieu entre le Dévonien tardif et le Mississippien moyen (Mortensen et al., 1987).

Dans la chaîne Omineca (fig. 7-37), le grès à granules, le siltstone, le shale et le calcaire du Protérozoïque au Cambrien inférieur, et pouvant appartenir au terrane de Kootenay, sont traversés par des filons-couches granitiques dont la datation radiométrique sur zircon situe l'âge entre 429 +10/-7 Ma et 353 ± 10 Ma, donc entre le Silurien précoce et le Mississippien précoce (Gabrielse et al., 1982).

Allochtone de Nisutlin

Au Yukon, l'Allochtone de Nisutlin se compose largement de cataclasites siliceuses aux relations stratigraphiques inconnues, et accessoirement de roches faiblement métamorphisées montrant une stratigraphie à peine cohérente (Assemblage de Nisutlin). Lithologiquement, l'allochtone comprend un grès à granules quartzo-feldspathique schisteux, un quartzite, un calcaire, des roches volcaniques felsiques à mafiques, puis un schiste à quartz et muscovite, un schiste à chlorite, un marbre et un quartzite, et enfin une mylonite, une ultramylonite et une blastomylonite. Ces roches sont souvent fortement et pénétrativement cisaillées; leur fabrique mylonitique oeillée («flaser») et leur schistosité masquent la stratification ou l'effacent entièrement (Tempelman-Kluit, 1979a).

L'Allochtone de Nisutlin forme une ou plusieurs vastes nappes de charriage dans le sud et l'ouest du Yukon (fig. 8-61). Au Jurassique et au Crétacé, il a été charrié sur des roches moins déformées du Trias supérieur et des roches plus anciennes appartenant à la marge passive du protocontinent nord-américain, et en particulier, selon Tempelman-Kluit (communication personnelle), sur un orthogneiss oeillé du Dévono-Mississippien, et est imbriqué dans ces roches. L'orthogneiss ressemble au Gneiss de Pelly du batholite de Fifty-Mile situé au sud-ouest de Dawson, auquel la datation U/Pb sur zircon a attribué les âges de 375 ± 6 Ma (Tempelman-Kluit et Wanless, 1980) et 362,4 +10,2/-5,5 Ma (Mortensen, 1986). Au Yukon, l'Allochtone de Nisutlin est généralement le plus bas; il est suivi de l'assemblage composé de roches volcaniques mafiques, roches ultramafiques, chert et calcaire de l'Allochtone d'Anvil, qui au Yukon représente le terrane de Slide Mountain. Celui-ci est à son tour recouvert structuralement, par l'allochtone granitique de Simpson (fig. 8-62). Tempelman-Kluit (1979a) considère que l'Allochtone de Nisutlin est un mélange de fosse océanique du Trias tardif-Jurassique précoce, qui constituait une partie d'un prisme d'accrétion à l'est de la Stikinie. Il contient des lentilles d'éclogite (Erdmer et Helmstaedt, 1983) et des schistes bleus (Erdmer, 1987) près de son contact structural avec l'Allochtone d'Anvil. L'éclogite s'est probablement formée à 40 km de profondeur (Erdmer et Helmstaedt, 1983). Le prisme d'accrétion et les allochtones sus-jacents ont été plus tard chevauchés sur le protocontinent nord-américain, puis ont été déplacés, entre le Crétacé tardif et le Paléogène, par un mouvement latéral dextre le long de la faille de Tintina.

Des études isotopiques exécutées plus tard par Mortensen et Jilson (1985) ont cependant révélé que l'Allochtone de Nisutlin contenait des roches du Paléozoïque moyen et supérieur lithologiquement semblables à celles du terrane de Kootenay situé dans le sud de la Cordillère canadienne. En conséquence, l'Allochtone de Nisutlin a été inclus dans le terrane de Kootenay plutôt que considéré comme une portion du terrane de Yukon-Tanana (Monger et Berg, 1984). En Alaska, ce dernier est l'équivalent des terranes allochtones de Nisutlin et de Slide Mountain et du terrane de Nisling sous-jacent, apparenté au craton, qui se compose de quartzite micacé, de schiste à quartz et micas et de marbre associés aux orthogneiss du Dévono-Mississippien.

Selon Mortensen et Jilson (1985), l'Allochtone de Nisutlin, à l'est de la faille de Tintina, contient une séquence cartographiable de plus de 3 km d'épaisseur à l'intérieur d'une succession métamorphique stratifiée. L'unité inférieure est une séquence antérieure au Dévonien supérieur, composée de schiste à quartz et micas (contenant localement des grenats) de quartzite feldspathique micacé et, près de son sommet, de marbre et de schiste calcareux. Il est recouvert par une unité intermédiaire composée de phyllade siliceuse et carbonée de couleur gris sombre à noire et également de quartzite; cette unité est localement calcareuse près de sa base. Les roches carbonées sont interstratifiées principalement avec des roches métavolcaniques mafiques, et secondairement avec des roches métavolcaniques felsiques. Ces dernières ont été datées de 354 +7/-5 Ma par la méthode U/Pb sur des zircons provenant de brèches de tufs; elles remonteraient donc au Mississippien précoce. Des âges plus équivoques obtenus par la méthode U/Pb sur zircon et sur sphène provenant d'autres roches volcaniques felsiques que traversent des plutons du Mississippien initial suggèrent qu'elles remontent au Dévonien (Mortensen, 1983). La succession contient à sa partie supérieure des grès à granules chloriteux et quartzeux abondants qui localement

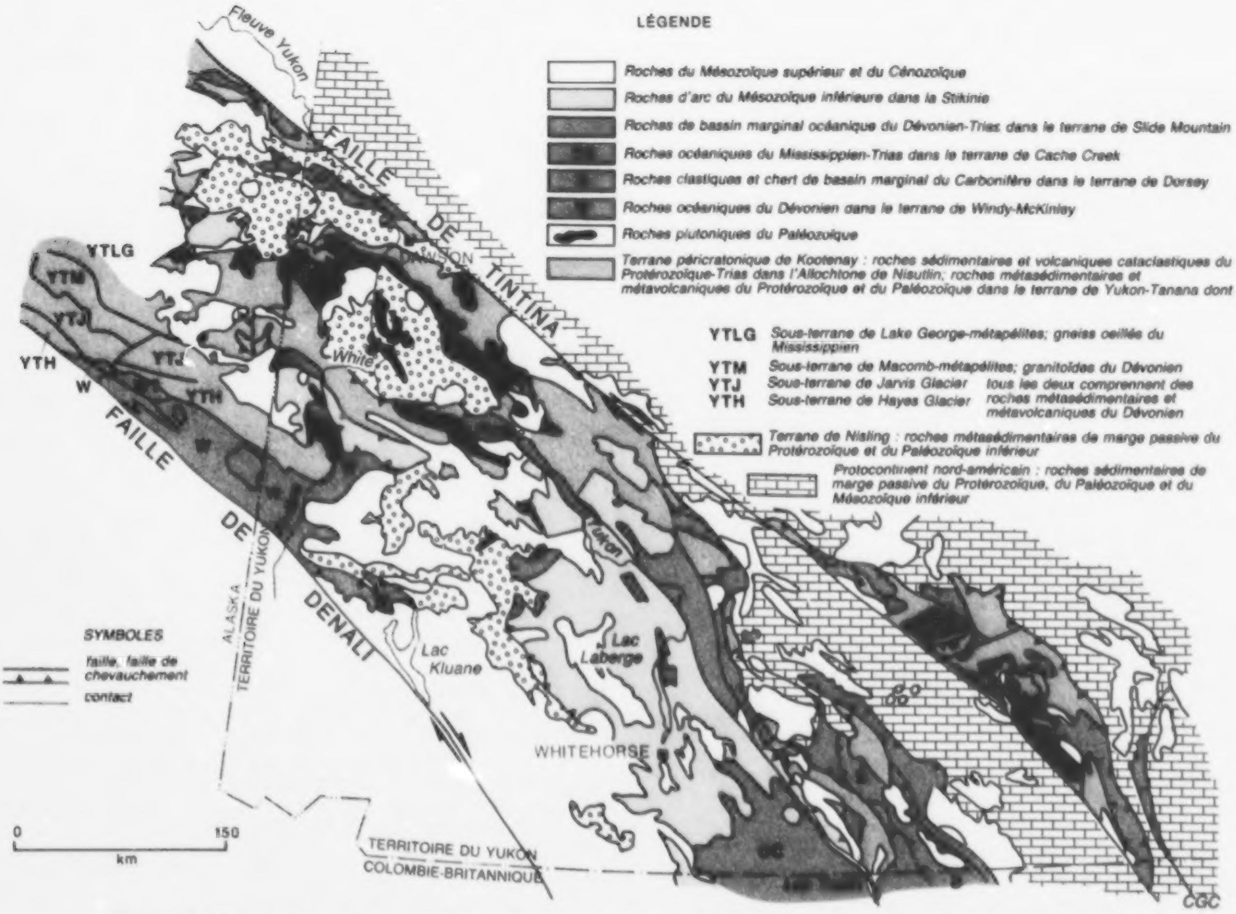


Figure 8-61. Carte montrant la distribution du terrane de Kootenay et ses relations avec les terranes avoisinants dans le sud-ouest du Yukon et dans l'est de l'Alaska.

Figure 8-62. Roches granitiques du Mississippien précoce de l'Allochtone de Simpson, chevauchant des roches océaniques de l'Allochtone d'Anvil. Photo prise en direction du nord dans les chaînons Simpson au nord-est du sillon de Tintina. (Photo: P. Erdmer). GSC 205235-I.

contiennent du quartz bleu, et à son sommet un carbonate et un quartzite s'échelonnant du Pennsylvanien inférieur au Permien inférieur et renfermant des conodontes.

Mortensen et Jilson (1985) ont désigné les roches granitoïdes de l'Allochtone de Simpson du nom de «suite de Simpson Range». La datation radiométrique de la phase de diorite quartzique et de granodiorite, par la méthode U/Pb sur zircon, a indiqué un âge de 359 +4/-3 Ma, et celle de la phase de monzonite quartzique, un âge de 349 +3/-2 Ma (Mortensen, 1983); ces deux âges correspondent au Mississippien initial. Bien que la suite de Simpson Range soit en grande partie allochtone, Mortensen et Jilson affirment que les roches de l'Allochtone de Nisutlin sont traversées par un dyke lithologiquement semblable à la phase précoce de la suite de Simpson Range, et qu'ailleurs, la roche encaissante au contact des granitoïdes de Simpson Range a été pyritisée.

Ces auteurs ont également conclu que l'orthogneiss oeillé, qui a été corrélé avec le Gneiss de Pelly, était intrusif dans les roches de l'allochtone, en raison d'un accroissement rapide du degré de métamorphisme de la

roche encaissante à proximité de l'orthogneiss. La datation radiométrique U/Pb sur des zircons contenus dans l'orthogneiss et l'orthogneiss monzonitique apparenté est imprécise, mais suggère un âge correspondant au Mississippien. Mortensen (1983) estime que l'âge de 342 ± 7 Ma obtenu par la méthode Rb/Sr sur roche totale représente probablement un minimum, mais se rapproche de l'âge véritable de l'orthogneiss, c'est à dire le Mississippien précoce.

Un conglomérat cisaillé apparaît en deux endroits le long de la bordure orientale de l'Allochtone de Nisutlin. Il contient des micas détritiques et des clastes de roches déformées provenant des allochtones de Nisutlin et d'Anvil, des gneiss granitiques et des carbonates renfermant des conodontes du Trias tardif et du Paléozoïque précoce, ainsi que des fusulinidés du Paléozoïque tardif. Un calcaire et un grès calcaire, tectoniquement interdigités avec le conglomérat, contiennent des conodontes du Trias tardif et également des copeaux et grains de phyllonite et de mylonite (Tempelman-Kluit, 1979b). Il semble donc que le conglomérat se soit formé à l'avant d'un allochtone en progression au Trias tardif, comme l'avait suggéré Tempelman-Kluit (1979a). Cela confirme également l'opinion de Mortensen et Jilson (1985), selon lesquels la succession du Dévonien tardif-Mississippien, qui pourrait être une succession plutonique d'arc volcanique, ainsi que des roches plus anciennes, auraient été déformées et métamorphisées jusqu'au faciès des amphibolites intermédiaire dès le Trias tardif. Étant donné son caractère cisaillé, le conglomérat aurait ensuite été affecté par un chevauchement pendant que l'allochtone continuait à se déplacer vers le nord-est au Jurassique et au Crétacé précoce.

Quelques-unes des lithologies de l'allochtone, en particulier les roches métavolcaniques felsiques, la phyllade carbonée et le grès à granules chloriteux, ont leurs équivalents dans le sud du terrane de Kootenay. En outre, des roches métavolcaniques felsiques du Dévonien existent dans les parties nord et sud du terrane. Par ailleurs, les roches métavolcaniques felsiques du Mississippien et les granites approximativement du même âge appartenant à l'Allochtone de Simpson ou à la suite de Simpson Range au nord sont plus récents que les roches du même type au sud. Il semble que la phyllade carbonée et le grès à granules chloriteux soient plus jeunes dans l'Allochtone de Nisutlin que les roches semblables dans le sud de l'arc de Kootenay. Il est toutefois possible, étant donné le fort degré de remaniement et de démembrement subis par l'Allochtone de Nisutlin, que la phyllade carbonée et le grès à granules chloriteux, si nettement caractéristiques de la partie inférieure du terrane de Kootenay au sud, aient été charriés à un niveau plus élevé de la succession au nord.

À l'ouest de la faille de Tintina, les cataclasites siliceuses de l'allochtone ondulant de Nisutlin s'étendent vers le nord-ouest, des monts Pelly jusque dans la région du Klondike (D.J. Tempelman-Kluit, communication personnelle, 1986) (fig. 8-61). La nature des roches de l'allochtone n'est pas aussi bien comprise dans cette région, et, dans les rares affleurements situés au nord-ouest de Pelly Crossing, ces roches ne sont pas faciles à distinguer des roches de l'Allochtone d'Anvil, du Gneiss de Pelly ou de l'autochtone sous-jacent du terrane de Nisling. Au sud-est de Dawson, l'allochtone de Nisutlin renferme l'orthogneiss de Mount Burnham, qui se situe entre le Dévonien tardif et le Mississippien tardif et auquel la datation radiométrique U/Pb sur zircon a attribué un âge de 369 Ma à 327 Ma (J.K. Mortensen, communication personnelle, 1986). Au sud-ouest de Dawson, l'allochtone comprend également l'orthogneiss de Sulphur Creek, du Permien précoce, auquel la datation radiométrique U/Pb sur zircon a attribué un âge concordant de 263,8 ± 3,2 Ma, un schiste oeillé quartzeux marginal (âge concordant de 262 ± 3,6 Ma, par la même méthode) et un métatuf felsique proche (âge de 267 à 239 Ma, par la même méthode). L'Assemblage de l'allochtone de Nisutlin se prolonge sans doute vers le nord-ouest jusqu'en Alaska, où il est représenté par le schiste de Klondike (Foster, 1970, 1976). Il a été charrié au-dessus des métasédiments carbonés et siliceux de la Formation de Nasina qui appartient au terrane de Nisling et s'étend vers le nord-ouest à partir de Dawson.

Terrane de Windy-McKinley

L'Assemblage de White River se trouve dans la subsurface d'une région rattachée au terrane de Windy-McKinley (Jones et al., 1984) qui chevauche la frontière entre l'Alaska et le Yukon au nord-est de la faille de Denali. À l'ouest de cette frontière, il se compose de phyllade, de méta-conglomérat, de quartzite, de schiste à quartz et micas, de roches vertes, de diorite, de rares roches ultramafiques et de gabbro, et de nombreuses masses calcaires discontinues dont certaines contiennent des fossiles du Dévonien moyen (Richter, 1976). Au Yukon, l'assemblage n'est pas fossilifère et comprend une argilite cherteuse, un chert, des roches volcaniques mafiques, des roches ultramafiques et des roches gabbroïques (Tempelman-Kluit, 1974) et leurs équivalents métamorphiques, en particulier un marbre attribué anciennement au Groupe de Yukon (Muller, 1967).

L'âge de l'Assemblage de White River est incertain, mais celui-ci pourrait contenir des assemblages mixtes du Paléozoïque et du Mésozoïque. Il contient toutefois des roches de lithologies semblables à celles des terranes fossilifères de Windy et de McKinley dans la chaine de l'Alaska. À cet endroit, le terrane de Windy comprend des blocs de calcaire du Dévonien noyés dans une matrice d'argilite, de grès et de conglomérat; dans les clastes de chert provenant du conglomérat, ont été trouvés des radiolaires du Mississippien, du Trias et du Jurassique ou du Crétacé précoce; et dans une argilite qui y est associée structuralement, ont été récoltés des trilobites du Silurien. Le terrane de McKinley renferme aussi des blocs de calcaire du Dévonien; un flysch à grauwacke avec argilite et une radiolarite contenant des fossiles du Paléozoïque tardif et du Mésozoïque tardif, principalement du Crétacé; et des basaltes en coussins accompagnés de dykes et filons-couches de gabbro, tous deux associés à des sédiments du Trias supérieur.

Si ces corrélations sont justes, l'Assemblage de White River pourrait se composer de terranes océaniques à roches volcaniques mafiques et ultramafiques, chert et argilite; ils seraient datés du Paléozoïque et du Mésozoïque précoce, appartiendraient au terrane de Cache Creek et seraient intercalés structuralement avec le grauwacke et l'argilite d'âge jurassique et crétacé et avec le mélange que contient l'Assemblage de Gambier à proximité.

Terrane de Slide Mountain

Le terrane de Slide Mountain est le terrane accrété le plus à l'est et repose presque entièrement en contact de faille sur les terranes de Kootenay et de Cassiar. Il forme une zone discontinue qui s'étend le long du Domaine d'Omineca sur environ 2 000 km, entre 49°30'N, près du lac Kootenay, et 65°N, dans l'ouest du Yukon. Ce terrane est caractérisé par l'Assemblage de Slide Mountain, qui se compose principalement de roches volcaniques mafiques accompagnées de corps ultramafiques, mafiques et plus rarement granitiques, ainsi que de roches clastiques, en majorité fines, et de chert; les lithologies datent du Paléozoïque moyen à tardif et rarement du Trias. Les études paléontologiques et structurales détaillées, effectuées dans les chaînes Cassiar et Cariboo, démontrent que l'assemblage se compose de nappes de charriage empilées et imbriquées; des coupes stratigraphiques continues ne peuvent être établies qu'à l'intérieur de chacune des nappes. Initialement, cet assemblage avait été appelé «Assemblage de l'Est» par Monger (1977b) parce qu'il est l'assemblage eugéosynclinal du Paléozoïque supérieur situé le plus à l'est, mais cette appellation a été rejetée par Monger et Berg (1984), qui lui ont préféré le terme de «terrane de Slide Mountain», nom emprunté au Groupe de Slide Mountain situé dans la chaîne Cariboo, où la stratigraphie interne et les relations stratigraphiques et structurales avec les strates adjacentes sont relativement bien connues. Les successions lithostratigraphiques possèdent de nombreuses appellations formelles, chacune attribuée à une zone d'affleurement plus ou moins continue qui pourrait être considérée comme un «sous-terrane»; ces successions sont décrites ci-dessous du nord au sud.

Plateau de Nisutlin

Les roches du plateau de Nisutlin (Paléozoïque supérieur) dans le centre sud du Yukon ont été subdivisées en deux formations, connues sous les noms informels de «formation de Boswell» et «formation de Semenof» (Tempelman-Kluit, communication personnelle). La formation de Boswell a environ 1 100 m d'épaisseur et se compose d'unités latéralement interdigitées, composées d'ardoise, de phyllade, de chert, de roches vertes et de calcaire. Localement, l'ardoise, qui atteint peut-être 100 m d'épaisseur, est l'unité la plus basse et est recouverte par environ 500 m de grauwacke et de conglomérat à cailloux de chert ou de grès à granules accompagnés accessoirement de mudstone rouge et d'ardoise. Le grauwacke est en partie calcareux, et près de la transition entre l'ardoise et le grauwacke, contient des lentilles de calcaire bioclastique qui peuvent atteindre 30 m d'épaisseur. Des filons-couches ou des coulées massives de roches vertes existent dans l'unité à conglomérat et grauwacke, et un membre à roches vertes localement coussinées, de 200 m d'épaisseur, surmonte les sédiments. Un calcaire micritique massif ou en couches épaisses, pouvant atteindre 300 m d'épaisseur, recouvre stratigraphiquement les roches vertes, mais passe progressivement et latéralement à un grauwacke, à un conglomérat et à des roches vertes. Les conodontes et fusulinidés indiquent un âge compris entre le Pennsylvanien précoce et le Pennsylvanien moyen.

La formation de Semenof est une formation volcanique massive, qui a possiblement 800 m d'épaisseur. Les roches sont en général homogènes et dépourvues de structure, mais par endroits montrent de minces contours de coussins, des amygdales et des strates de tuf basaltique. Des phénocristaux d'augite sont localement présents. À l'intérieur de cette formation, une lentille carbonatée renferme des fusulinidés du Moscovien tardif.

Du point de vue de leur lithologie et de leur âge, les formations de Boswell et de Semenof sont semblables à celles existant dans la portion pennsylvanienne du Groupe de Sylvester, qui fait partie de l'Assemblage de Slide Mountain.

Chaînon Anvil, 62°N

Dans le chaînon Anvil, dans le sud du Yukon, au nord de la faille de Tintina et au sud du batholite d'Anvil (Gordey, 1983), le Groupe d'Anvil Range, tel que redéfini par Tempelman-Kluit (1972), se compose de trois unités. La plus basse renferme approximativement 700 m de chert argileux et tufacé, massif ou en couches épaisses à minces, de couleur vert pâle, grise et localement rouge brique, accompagné d'un peu de calcaire bioclastique contenant dans sa partie supérieure des fusulinidés du Permien précoce. Elle est recouverte par 500 m de coulées amygdalaires massives et de coulées coussinées basaltiques, de couleur vert sombre, et de pyroclastites basaltiques. Une unité plus jeune, constituée de quelques centaines de mètres de calcaire massif, de couleur chamois à gris clair, localement tufacé, contient des fusulinidés du Permien tardif et est souvent séparée par des failles du reste du Groupe d'Anvil Range. Une étroite bande de serpentinite bordée par des failles limite les roches volcaniques permiennes du côté sud.

À la suite d'autres études régionales réalisées dans le centre du Yukon par Tempelman-Kluit (1970), on a adopté le terme d'«Allochtone d'Anvil» pour désigner l'ophiolite allochtone cisaillée qui comprenait le Groupe d'Anvil Range et d'autres associations non dénommées mais lithologiquement similaires. Tel qu'utilisé ici, le terme «terrane de Slide Mountain» au Yukon est synonyme de «Allochtone d'Anvil».

Chaîne Cassiar, 59°N

Dans la chaîne Cassiar du centre nord de la Colombie-Britannique, les roches du Dévonien au Trias supérieur, comprises dans le Groupe de Sylvester, forment un empilement d'écailles limitées par des failles, qui a été mis en place sur le terrane de Cassiar (Gabrielse, 1963; Gordey et al., 1982b; Harms, 1984, 1985a, b; 1986) (fig. 8-63, frontispice). Les lithologies caractéristiques sont les suivantes : radiolarite rubanée, roches volcaniques tholéiitiques, roches ultramafiques plus ou moins serpentinisées et diorite à hornblende foliée (fig. 8-64). Bien que le style structural soit un obstacle à l'identification d'une séquence stratigraphique ininterrompue, certaines unités ou associations d'unités lithostratigraphiques couvrent un intervalle d'âges spécifique et permettent donc la reconstitution de la stratigraphie telle qu'elle se présentait avant l'apparition des failles. Il est difficile de conclure quoi que ce soit à propos des changements de faciès à travers le bassin sédimentaire, bien qu'ils aient dû être nombreux, étant donné la présence de nombreuses écailles tectoniques qui renferment des roches de même âge mais de lithologie différente.

Les sédiments clastiques du Groupe de Sylvester comprennent presque partout un shale et une argilite généralement associés à du chert, et au moins une séquence limitée par des failles et composée de siltstone siliceux, de grès et de grauwacke accompagnés localement de grès à granules quartzeux bien visible et de conglomérat à cailloux contenant des grains de quartz de teinte bleu opalescent. La radiolarite rubanée, qui contient souvent des radiolaires bien conservés et localement des conodontes, est abondante et son âge est prédévonien(?) à permien. Dans une radiolarite rubanée noire, ont été récoltés des radiolaires qui s'échelonnent du Dévonien tardif au Mississippien tardif; un chert de couleur vert pomme est fréquent dans les roches du Pennsylvanien et un chert rouge dans les strates du Permien. Aucun chert du Mésozoïque n'a été identifié.

Un calcaire caractéristique du Mississippien supérieur appartenant à la Formation de Nizi, d'au moins 500 m d'épaisseur, contient une faune prolifique de foraminifères s'échelonnant du Viséen tardif au Namurien précoce (Mamet et Gabrielse, 1969). Les roches se composent d'un calcaire bioclastique et d'une dolomie de moindre importance, tous deux bien stratifiés. Un membre de shale et siltstone bien visible, de couleur marron en surface altérée, apparaît près du sommet. Quelques couches sont caractérisées par la présence de nodules de chert, d'autres, en particulier près de la base de la séquence, par de grandes tiges de crinoïdes. Un calcaire pennsylvanien, généralement de moins de 75 m d'épaisseur, contient en de nombreux endroits des crinoïdes en abondance et renferme des fusulinidés et conodontes datant du Pennsylvanien précoce et moyen. Une unité de calcaire tufacé du Permien supérieur, d'environ 50 m d'épaisseur, contient des brachiopodes et une espèce géante caractéristique de *Parafusulina* semblable aux formes trouvées dans le sud-ouest des Etats-Unis et le nord-ouest du Mexique (Ross, 1969). Un calcaire en plaquettes, d'odeur fétide, de moins de 10 m d'épaisseur, contient une grande abondance de fossiles, ainsi que des pélécypodes et ossements d'ichthyosaures du Trias moyen et tardif.

D'épaisses séquences de basalte tholéiitique, qui localement forment de spectaculaires unités coussinées, ont été datées du Mississippien, du Pennsylvanien et du Permien à l'aide des sédiments associés. Les basaltes en coussins semblent particulièrement abondants dans les séquences du Pennsylvanien inférieur et moyen. Un basalte à augite et les sédiments associés renferment des filons de quartz aurifères à proximité de Cassiar; ils constituent la source de riches placers aurifères peu profonds exploités dans la région du ruisseau McDame. Des membres tufacés existent, mais ne sont pas manifestes.

Les roches ultramafiques se présentent sous forme de masses partiellement serpentinisées de dunite, de harzburgite, de péridotite et de pyroxénite pouvant occuper une superficie de 25 km², ou sous forme de petites lentilles allongées de serpentinite fortement cisaillée le long des zones de failles. La serpentinite abrite le gisement d'amiante de Cassiar, et des masses de néphrite altérée abritent d'importants indices de jade.

Des plutons de diorite à hornblende et de diorite quartzique à hornblende pouvant s'étendre sur 50 km², se trouvent dans les écailles tectoniques et peuvent localement recouper les failles séparant ces écailles. Ils sont très souvent foliés, mais comprennent au moins un corps granitique qui paraît peu déformé. Les datations radiométriques par la méthode K/Ar indiquent un âge de 261,9 à 266,5 Ma, et les datations radiométriques par la méthode U/Pb sur zircon, un âge compris entre 276 et 285 Ma. La datation d'un massif de tonalite foliée par la méthode U/Pb sur zircon a donné un âge de 362 ± 5 Ma, et indique une forte empreinte du Protérozoïque précoce, comme dans le cas du terrane de Kootenay (P. Van der Heyden, communication personnelle, 1986).

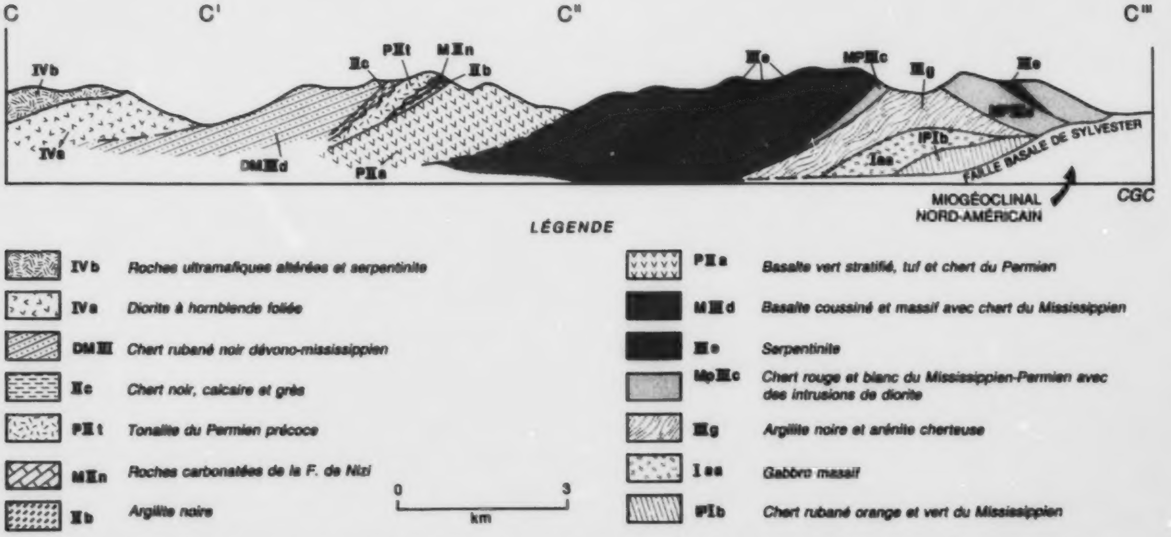


Figure 8-63. Coupe structurale à travers la partie sud-est de l'Allochtone de Sylvester montrant des successions lithologiques bordées par des failles. D'après Harms (1986).

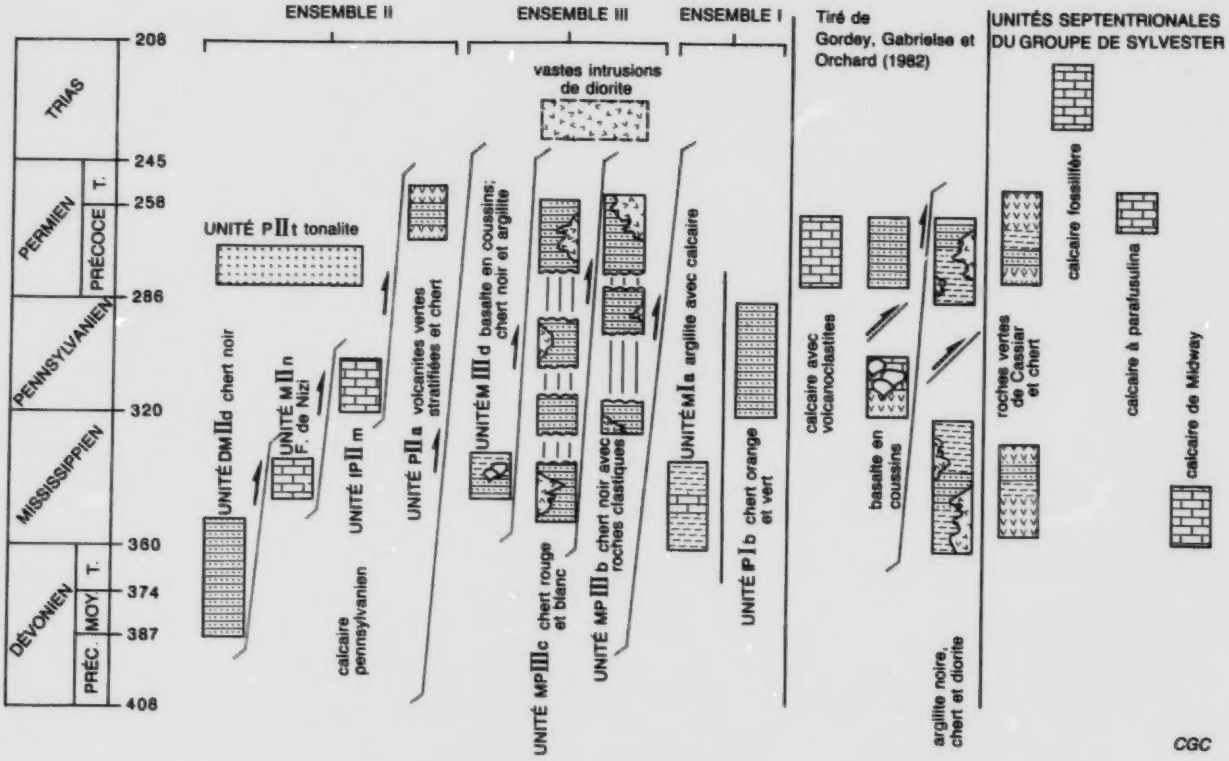


Figure 8-64. Diagramme synoptique des relations chronostratigraphiques dans l'Allochtone de Sylvester. D'après Harms (1986).

En grande partie, le Groupe de Sylvester présente des affinités océaniques. Un calcaire d'eau peu profonde s'est peut-être déposé au-dessus ou autour d'atolls ou de plateaux volcaniques. La présence de roches clastiques quartzeuses semble indiquer une source sédimentaire continentale ou un milieu d'arc insulaire. Ces sédiments pourraient faire partie de la succession autochtone du Dévono-Mississippien intercalée structuralement avec les roches océaniques durant la mise en place de l'allochtone sur le miogéoclinal. La diorite et les massifs granitiques locaux indiquent qu'ils ont pour origine un arc insulaire qui a existé du Pennsylvanien terminal au Permien précoce. Le pluton du Dévonien terminal-Mississippien initial pourrait être un lambeau de charriage du terrane de Kootenay juxtaposé à des roches océaniques du Groupe de Sylvester. Harms (1984) a affirmé que le Groupe de Sylvester représentait une diversité de milieux océaniques et couvrait initialement une vaste région du paléo-Pacifique.

Le fait que les plutons du Paléozoïque traversent les failles prouve que l'empilement des nappes de charriage s'est produit au Paléozoïque tardif. D'autres failles de chevauchement vers l'est sont associées à des plis à vergence est et représentent la mise en place des roches allochtones sur le miogéoclinal après le Trias et avant le Crétacé moyen.

Chaîne Omineca, 56°N

Dans l'ouest de la chaîne Omineca, les strates du Paléozoïque supérieur, précédemment attribuées au Groupe de Cache Creek par Armstrong (1949), le sont ici aux assemblages de Slide Mountain et de Harper Ranch. La succession sédimentaire inférieure, allant du Pennsylvanien moyen au Permien initial et présentant un faciès conglomératique distinctif, montre quelques similitudes avec l'Assemblage de Harper Ranch, qui appartient au sous-terrane de Harper Ranch de la Quesnellie. La succession volcanique mafique du Pennsylvanien supérieur au Permien inférieur est typique de l'Assemblage de Slide Mountain. (Monger et Paterson, 1974; Monger, 1977b).

Localement, par exemple à proximité du ruisseau Nina, les roches forment la partie supérieure d'une succession apparemment homoclinale qui plonge légèrement vers l'ouest à partir du point de métamorphisme culminant du Complexe métamorphique de Wolverine, et elles sont en contact de faille à l'ouest avec les strates triasiques de la Quesnellie. Les roches de l'Assemblage de Slide Mountain comprennent une argilite cherteuse, contenant localement de minces couches carbonatées du Permien inférieur et d'épais filons-couches de gabbro et de diabase qui peuvent atteindre 100 m d'épaisseur au total. La partie supérieure de la succession, à prédominance volcanique, comprend un basalte massif, variolitique, localement coussiné, qui est

l'équivalent extrusif des filons-couches, et par endroits des interstrates de tuf lithique calcareux à grain fin, contenant des conodontes du Permien précoce et de petites masses de péridotite serpentinisée et cisaillée, limitées par des failles.

Chaîne Cariboo, 53°N

Le terrane de Slide Mountain à proximité de Barkerville, dans la chaîne Cariboo, se compose uniquement de la Formation d'Antler du Groupe de Slide Mountain. Celle-ci est constituée de basalte en coussins, de diorite, de chert, d'argilite, de phyllade et de quantités mineures de grauwacke, de gabbro et de roches ultramafiques (Sutherland Brown, 1963; Struik, 1980). Une coupe caractéristique de la Formation d'Antler, au mont Sliding (fig. 8-65A, B), comporte trois nappes de charriage composées d'une interstratification de chert et d'argilite, ainsi que de dykes et filons-couches de basalte et de diorite. Les couches sont en position normale, comme l'indiquent les structures de charge des basaltes en coussins et l'âge progressivement moindre des conodontes extraits du chert. Les conodontes recueillis dans le chert dans le stratotype (mont Sliding) se situent entre le Mississippien précoce (peut-être le Dévonien tardif) et le Permien précoce (Struik et Orchard, 1985).

Plusieurs éléments stratigraphiques caractéristiques des nappes de charriage au mont Sliding sont : 1) le basalte en coussins et les quantités mineures de chert rubané du Mississippien inférieur (indiquant peut-être un volcanisme de grande étendue au Mississippien), 2) un chert et une argilite du Pennsylvanien, et 3) un basalte en coussins du Permien. Les strates du Pennsylvanien supérieur, lorsqu'elles existent, sont relativement minces. Des dykes et filons-couches de diorite font intrusion dans les séquences de chert du Pennsylvanien et pourraient avoir alimenté les basaltes en coussins du Permien.

Ailleurs, s'observent également des dykes et de petites masses allongées, composés de gabbro et roches ultramafiques, un grauwacke et une ardoise gris sombre, une brèche basaltique, un tuf et un agglomérat, et des quantités mineures de conglomérat volcanoclastique.

L'épaisseur structurale de la Formation d'Antler a été estimée par Sutherland Brown (1963) à 1 100 m , mais l'épaisseur stratigraphique est probablement moindre, avec une valeur minimale probable de 300 m. Dans le terrane, les variations d'épaisseur résultent de l'accumulation locale de basalte et de diorite et tiennent peut-être aussi à des différences dans le degré d'imbrication des nappes de charriage.

Typiquement, le terrane de Slide Mountain se compose de minces nappes de charriage imbriquées, comme on peut l'observer dans trois ou peut-être quatre nappes au mont Sliding. Quelques nappes couvrent une grande partie, sinon la totalité de l'intervalle d'âges connu de la Formation d'Antler. Ainsi, moins de 300 m de chert et de basalte représentent un intervalle d'approximativement 100 millions d'années (Palmer, 1983). La Formation d'Antler, avant l'imbrication des nappes de charriage, devait constituer une séquence très mince mais de grande étendue, comme le suggère Harms (1984, 1986) dans le cas du Groupe de Sylvester. La Formation a été charriée sur plus de 50 km vers l'est (Struik, 1980) et garde pourtant sa cohérence stratigraphique interne.

Hautes terres de Shuswap, 51°N

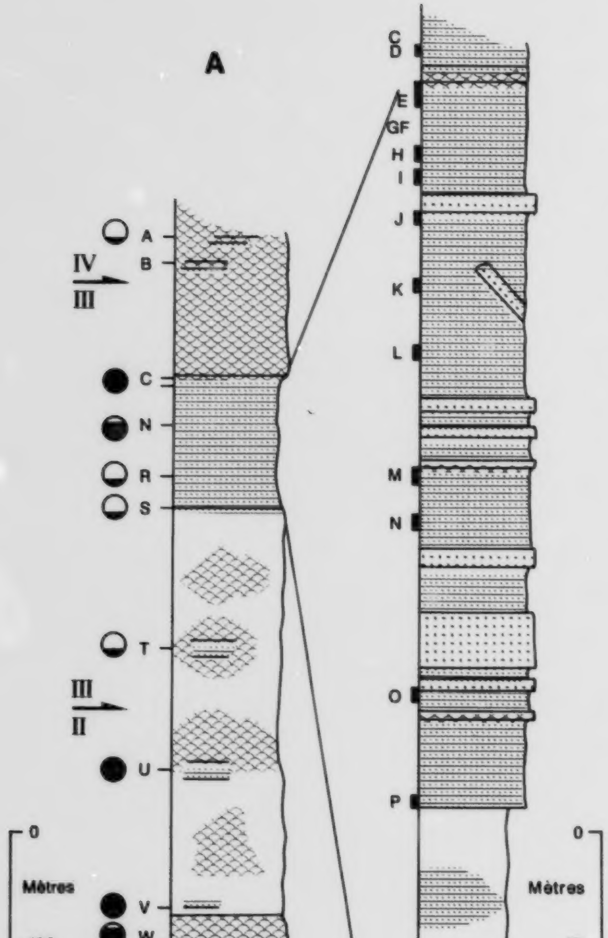
Dans la région des lacs Adams et Shuswap, la Formation de Fennell, qui se situe entre le Carbonifère moyen et le Permo-Trias, est composée d'une unité inférieure de basalte et de roche sédimentaire cherteuse, et d'une unité supérieure de roches vertes massives et en coussins (Campbell et Tipper, 1971; Schiarizza, 1982). L'unité inférieure contient une grande diversité de roches généralement discontinues et interdigitées à très petite échelle. La roche dominante est un basalte aphanitique à macrogrenu, localement coussiné, et est accompagnée de phases intrusives, en particulier d'une diorite et de masses gabbroïques concordantes. Par endroits, existent de petites masses de porphyre quartzo-feldspathique. Les roches sédimentaires comprennent un chert dominant et une argilite cherteuse contenant des lentilles discontinues de conglomérat à clastes de chert, de basalte et d'argilite, et aussi localement des masses de grès et un peu de calcaire.

L'unité supérieure se compose de basalte aphanitique à microgrenu, généralement coussiné, accompagné de petites masses discontinues de chert stratifié.

Entre 52°N et 50°N, des lambeaux d'érosion de l'Assemblage de Slide Mountain apparaissent sporadiquement à travers le Domaine d'Omineca, en particulier au nord-ouest du lac Shuswap, entre les lacs Kootenay et Arrow, et aux alentours de Greenwood, près de la frontière canado-américaine. En raison de la déformation et du métamorphisme intenses, les roches sont difficilement datables, mais ont été corrélées sur la base de leur contenu commun de basalte tholéiitique, métamorphisé jusqu'au faciès des schistes verts et des amphibolites, de chert et de roches ultramafiques. Près du lac Shuswap, des roches vertes, un schiste à chlorite, une amphibolite, des roches ultramafiques serpentinisées et un peu de shale et de carbonate de la Formation de Tsalkom, anciennement inclus dans l'«Assemblage de Slide Mountain» sont maintenant considérés par A.V. Okulitch (communication personnelle, 1986) comme appartenant à la partie inférieure de la Formation de Jowett du Paléozoïque inférieur. Au sud-est, le schiste pélitique et calcareux de la zone à sillimanite, l'amphibolite et les roches ultramafiques métamorphisées de la partie supérieure de la zone des lacs Nemo sont probablement, selon Parrish, partiellement corrélables avec les strates du Paléozoïque supérieur incluses dans le terrane de Slide Mountain.

Chaîne Selkirk, 50°N

Le Groupe de Kaslo, à l'ouest du lac Kootenay, se compose de deux parties séparées par une faille de chevauchement (Klepacki, 1983; Klepacki et Wheeler, 1985; fig. 8-66). La nappe supérieure, principalement composée de laves tholéiitiques en coussins accompagnées d'un peu de grauwacke et de conglomérat volcanique, est constituée à la base de roches ultramafiques. La nappe inférieure, au-dessous de la faille de chevauchement de Whitewater, comprend des laves porphyriques à pyroxène à structure en coussins, des coulées de laves et des roches vertes tufacées interstratifiées avec un tuf cherteux vert et blanc contenant des conodontes allant de la fin du Permien précoce au début du Permien tardif (du Léonardien tardif au Guadalupien précoce). Cette unité est stratigraphiquement importante parce qu'elle surmonte des strates fossilifères du Mississippien supérieur, composées



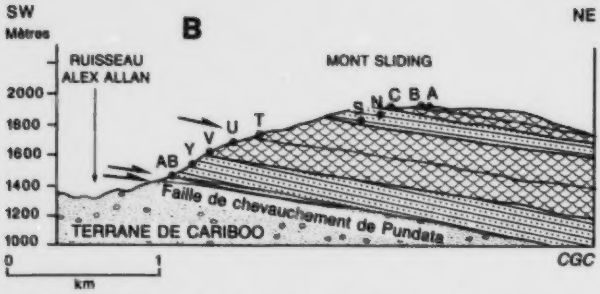


Figure 8-65 A. Coupe stratigraphique de la Formation d'Antler, imbriquée par des failles de chevauchement, le long de la crête sud-ouest du mont Sliding. **B.** Coupe structurale le long de la crête du mont Sliding. Voir la légende à la figure 8-65A. D'après Struik et Orchard (1985).

principalement de roches sédimentaires qui sont corrélées, de l'autre côté de la faille de Stubbs (formée entre le Jurassique précoce et le début du Jurassique moyen), avec des strates du Groupe de Milford reposant en discordance sur les roches du Groupe de Lardeau du Paléozoïque inférieur, un constituant important du terrane de Kootenay.

Les deux nappes du Groupe de Kaslo et la faille de chevauchement de Whitewater sont traversées par une diorite d'âge probablement permien, situation analogue à celle de l'Allochtone de Sylvester, situé dans le nord de la Colombie-Britannique et décrit plus haut. La nappe supérieure et la diorite sont surmontées en discordance par le Conglomérat de Marten, qui contient des lentilles de calcaire avec des conodontes s'échelonnant approximativement du Permien au Trias moyen.

Évolution tectonique du terrane de Slide Mountain

Dans le Groupe de Sylvester, les fusulinidés du Permien tardif (Ross, 1969) ressemblent à d'autres formes observées dans les terranes accrétés de la Cordillère occidentale, tels que la Quesnellie, et dans les roches cratoniques du sud-ouest des États-Unis. À la connaissance des auteurs, aucun fusulinidé n'a été trouvé à des latitudes comparables sur le craton canadien, d'où l'hypothèse que le terrane de Slide Mountain, dans le nord de la Colombie-Britannique, s'est déplacé par rapport à la protomarge continentale.

Dès le Trias tardif, les roches qui constituent la marge orientale de la Quesnellie recouvraient le terrane de Slide Mountain. Presque partout, ce terrane semble chevaucher vers l'est des terranes péricratoniques composés de roches datant surtout du Paléozoïque. Il existe une exception au Yukon, où localement apparaissent des strates du Trias supérieur dans les compartiments inférieurs des failles de chevauchement (Tempelman-Kluit, 1979a). Les failles seraient donc post-triasiques et recoupées par des plutons granitiques du Crétacé moyen. Dans le sud de la Colombie-Britannique, la phase principale de charriage vers l'est est manifestement antérieure au Jurassique moyen, et probablement antérieure à la fin du Jurassique précoce d'après les relations de recoupement des plutons. Les failles de chevauchement de direction est qui séparent la Formation de Fennel de la Formation d'Eagle Bay, dans le terrane de Kootenay, précèdent la principale phase de

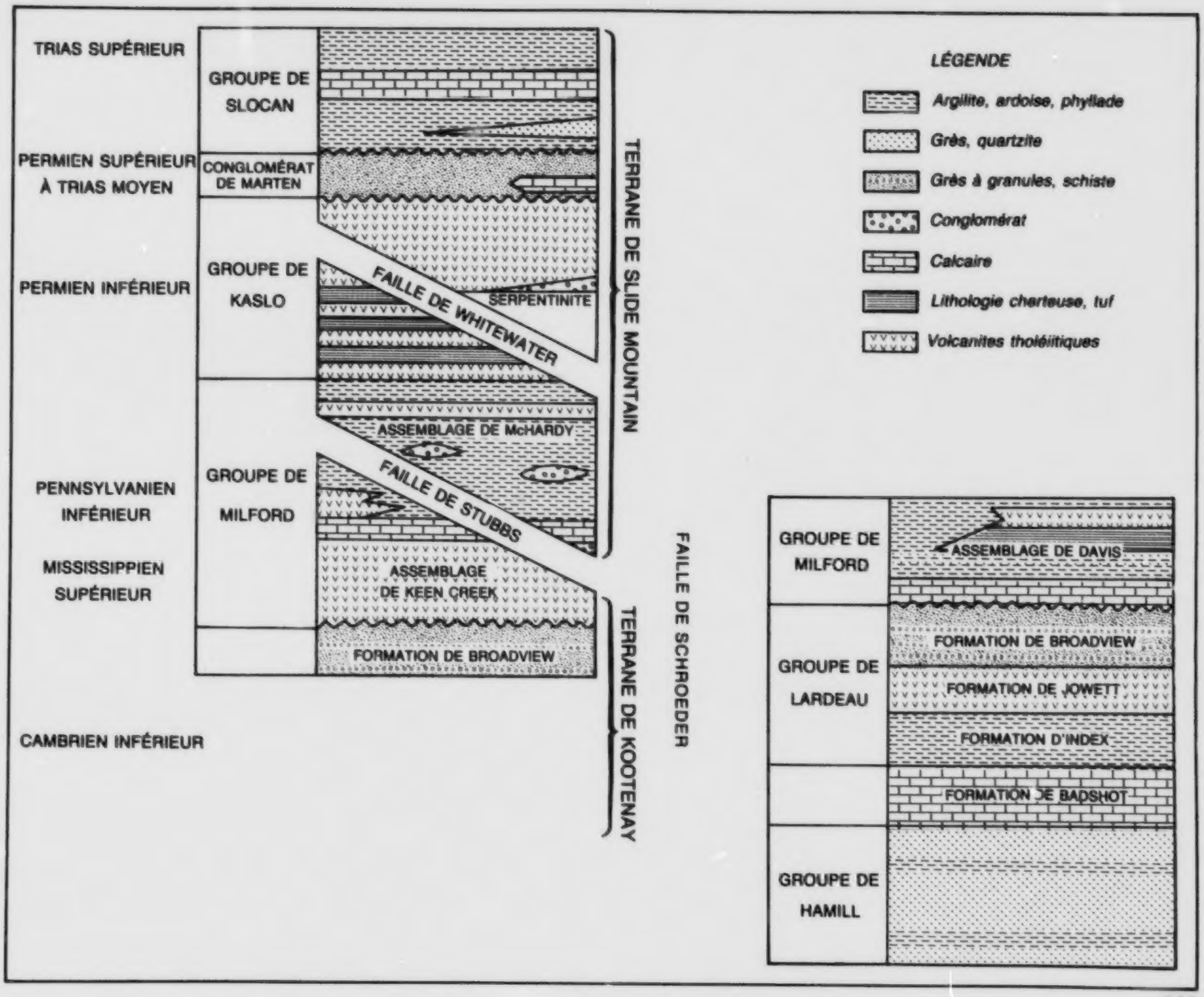


Figure 8-66. Relations entre le terrane de Slide Mountain (Groupe de Kaslo) et le terrane de Kootenay (Groupe de Milford) dans le sud-est de la Colombie-Britannique (tiré de Klepacki et Wheeler, 1985). Les roches qui se trouvent stratigraphiquement au-dessous du Groupe de Kaslo (Assemblage de McHardy) sont représentées comme un faciès du Groupe de Milford, qui repose en discordance sur des strates du terrane de Kootenay. Remarque: l'«Assemblage» de McHardy n'est pas un assemblage tectonique au sens où ce terme est utilisé dans le présent volume. (Modifié d'après Klepacki et Wheeler, 1985).

métamorphisme, du Jurassique moyen dans la région, et sont replissées par des structures de direction ouest contemporaines du métamorphisme ou postérieures (Brown et Read, 1983; Schiarizza et Preto, 1984). Le Groupe de Kaslo et les roches sous-jacentes du Groupe de Milford ont été charriés vers l'est le long de la faille de chevauchement de Stubbs, antérieure au Jurassique moyen.

Il existe dans deux localités des indices d'un chevauchement plus ancien survenu dans le terrane de Slide Mountain. Harms a montré que dans le nord de la Colombie-Britannique, une tonalite du Permien tardif recoupe une faille de chevauchement qui imbrique le Groupe de Sylvester, et dont l'intrusion s'est produite avant la mise en place de celui-ci sur les roches de la marge continentale. Dans le sud de la Colombie-Britannique, Klepacki et Wheeler (1985; fig. 8-66) ont étudié le débordement stratigraphique du Groupe de Kaslo, dans l'extrême sud du terrane de Slide Mountain, sur des roches péricratoniques du terrane de Kootenay. Cependant, le Groupe de Kaslo a été imbriqué avant l'intrusion de la diorite du Permien?, et avant le dépôt du Conglomérat de Marten d'âge permo-triasique.

Une grande partie de l'Assemblage de Slide Mountain semble s'être déposée dans un bassin océanique. Cependant, certaines portions du terrane, comme des roches clastiques du Groupe de Sylvester, un conglomérat de la région du ruisseau Nina et des terranes péricratoniques (Klepacki et Wheeler, 1985), semblent s'être formées à proximité du

continent. Selon toute probabilité, le terrane de Slide Mountain comprend à la fois des faciès proximaux et distaux d'un assemblage de bassin océanique datant du Paléozoïque tardif, qui ont peut-être été juxtaposées au Permien par un charriage, et toute la séquence imbriquée aurait ensuite été charriée, entre le Jurassique précoce et le Jurassique moyen, sur l'ancienne marge continentale.

Quesnellie

La Quesnellie comprend des strates volcaniques et sédimentaires et des roches plutoniques associées du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque inférieur, qui sont particulièrement bien représentées dans le centre sud de la Cordillère canadienne. L'aire relativement étendue occupée par la Quesnellie dans le centre sud de la Colombie-Britannique résulte probablement en grande partie de l'épisode de distension de l'Éocène (voir le chapitre 17; fig. 8-67). Le terrane s'amincit en biseau et aboutit à une région étroite et discontinue au nord de Prince George (54°N), où il est limité à l'ouest par les failles de Pinchi, de Finlay, de Kutcho, de Thibert et de Teslin (Gabrielse, 1985). À l'est, il recouvre stratigraphiquement et structuralement les terranes de Slide Mountain, de Cassiar et de Kootenay. Il se prolonge au Yukon sous forme d'une étroite zone entre le terrane de Slide Mountain à l'est et le terrane de Cache Creek à l'ouest. La Quesnellie se caractérise par des strates principalement volcanogènes, du Trias supérieur et du Jurasssique basal et appartenant aux groupes de Nicola et de Quesnel River, par une «phyllade noire» triasique à la bordure est, par des roches plutoniques probablement comagmatiques, et par des roches clastiques stratigraphiquement sus-jacentes du Jurassique inférieur et du Jurassique moyen, telles que la Formation d'Ashcroft et d'autres unités non dénommées. Elle comprend des strates triasiques corrélatives du Groupe de Slocan, ainsi que les formations jurassiques d'Archibald, d'Elise et de Hall, appartenant au Groupe de Rossland dans le sud-est de la Colombie-Britannique (Little, 1982), le Groupe de Takla (Trias) et les roches clastiques sus-jacentes à l'est de la faille de Pinchi, dans le centre de la Colombie-Britannique (Armstrong, 1949; Monger, 1977a; Tipper, 1976), la Formation de Shonektaw (Trias) et la Formation de Nazcha (Sinémurien), dans le centre nord de la Colombie-Britannique (Watson et Mathews, 1944; Gabrielse, 1968), et des strates plus anciennes, du Paléozoïque supérieur, stratigraphiquement sous-jacentes. Au Yukon, la Quesnellie est représentée par des roches volcaniques porphyriques à augite et par des sédiments non dénommés à l'est du lac Teslin, et par des roches intrusives, telles que le pluton de Tatchun (Mésozoïque précoce).

Assemblages du Paléozoïque supérieur

Les strates du Paléozoïque supérieur, stratigraphiquement sous-jacentes aux strates mésozoïques de la Quesnellie dans le sud de la Colombie-Britannique (Read et Okulitch, 1977), sont relativement mal connues et présentent une surabondance d'appellations locales. Elles semblent contenir deux assemblages lithologiques distincts (fig. 8-67; Monger, 1977b; Peatfield, 1978) qui définissent respectivement les sous-terranes de Harper Ranch et d'Okanagan. Le sous-terrane de Harper Ranch contient des roches volcaniques et volcanoclastiques apparentées possiblement à un arc volcanique, et des masses carbonatés incluses dans l'Assemblage de Harper Ranch. Ce dernier comprend un chert daté de façon approximative, une argilite, un basalte et des roches ultramafiques associées, attribués à l'Assemblage d'Anarchist et aux roches de l'Assemblage de Nicola apparentées à un arc volcanique. La relation qui existe entre les assemblages de Harper Ranch et d'Anarchist est inconnue, et ceux-ci pourraient être des faciès équivalents. Par ailleurs, ils pourraient avoir été indépendants jusqu'au Trias, époque à laquelle ils ont tous deux été stratigraphiquement recouverts par des strates de l'Assemblage de Nicola.

Sous-terrane de Harper Ranch

Le Groupe de Harper Ranch (Monger, 1975, 1977b), situé au nord et à l'est de Kamloops (fig. 8-67), contient des roches s'échelonnant du Dévonien terminal au Permien tardif (Monger et McMillan, 1984) et représente la partie la plus complète de l'Assemblage de Harper Ranch. La base stratigraphique reste partout inconnue, et les roches sont si fortement plissées et faillées qu'aucune coupe stratigraphique continue de l'unité entière n'a pu être identifiée. La puissance totale n'a pas été déterminée, mais on l'estime à plus de 2 000 m.

La lithologie la plus abondante se compose de minces interstrates d'argilite homogène, d'argilite laminée et de siltstone qui par endroits sont silicifiés (argilite cherteuse). Un grès turbiditique granoclassé et à grain fin est répandu, de même qu'un grès grossier plus massif contenant localement des clastes arrachés d'argilite. Les grès semblent être épiclastiques et largement dérivés de sources volcaniques; ils contiennent en abondance des fragments lithiques de roches volcaniques, en particulier des scories, des plagioclases, un peu de quartz et de chert (Smith, 1974). Les fossiles provenant des interstrates de carbonate indiquent que les coupes renfermant en abondance des matériaux volcaniques qui vont du Mississippien tardif au Pennsylvanien précoce, même si des fossiles du Dévonien tardif et du Mississippien précoce existent ailleurs dans de minces couches carbonatées à l'intérieur de la matrice et dans un grès calcareux. Le conglomérat à cailloux de chert représente une partie réduite mais caractéristique de la succession.

Les carbonates sont fréquents dans la matrice argileuse et sont disposés en minces couches à l'intérieur de l'argilite et du siltstone prédominants, et en grandes masses allongées, dont certaines peuvent être des blocs exotiques d'un à deux kilomètres de longueur. La plupart des carbonates contiennent en abondance des débris de crinoïdes et des conodontes, et fréquemment des fusulinidés et autres foraminifères. Localement existent des brachiopodes et coraux, et des trilobites et ammonoïdés ont été signalés. Les fossiles caractéristiques provenant des carbonates datent des âges suivants : Dévonien terminal, Mississippien précoce, Mississippien tardif-Pennsylvanien précoce, Permien précoce et Permien tardif (Cockfield, 1948; Skinner et Wilde, 1966; Sada et Danner, 1974, 1976; Smith, 1974; Nelson, 1982; Nelson et Nelson, 1985; Orchard, 1984 et communication personnelle, 1985).

Des roches volcanoclastiques et des coulées sont présentes localement et comprennent un tuf cherteux vert pâle et un basalte altéré qui passe progressivement à une diabase. Au nord-est de Kamloops, une brèche volcanique

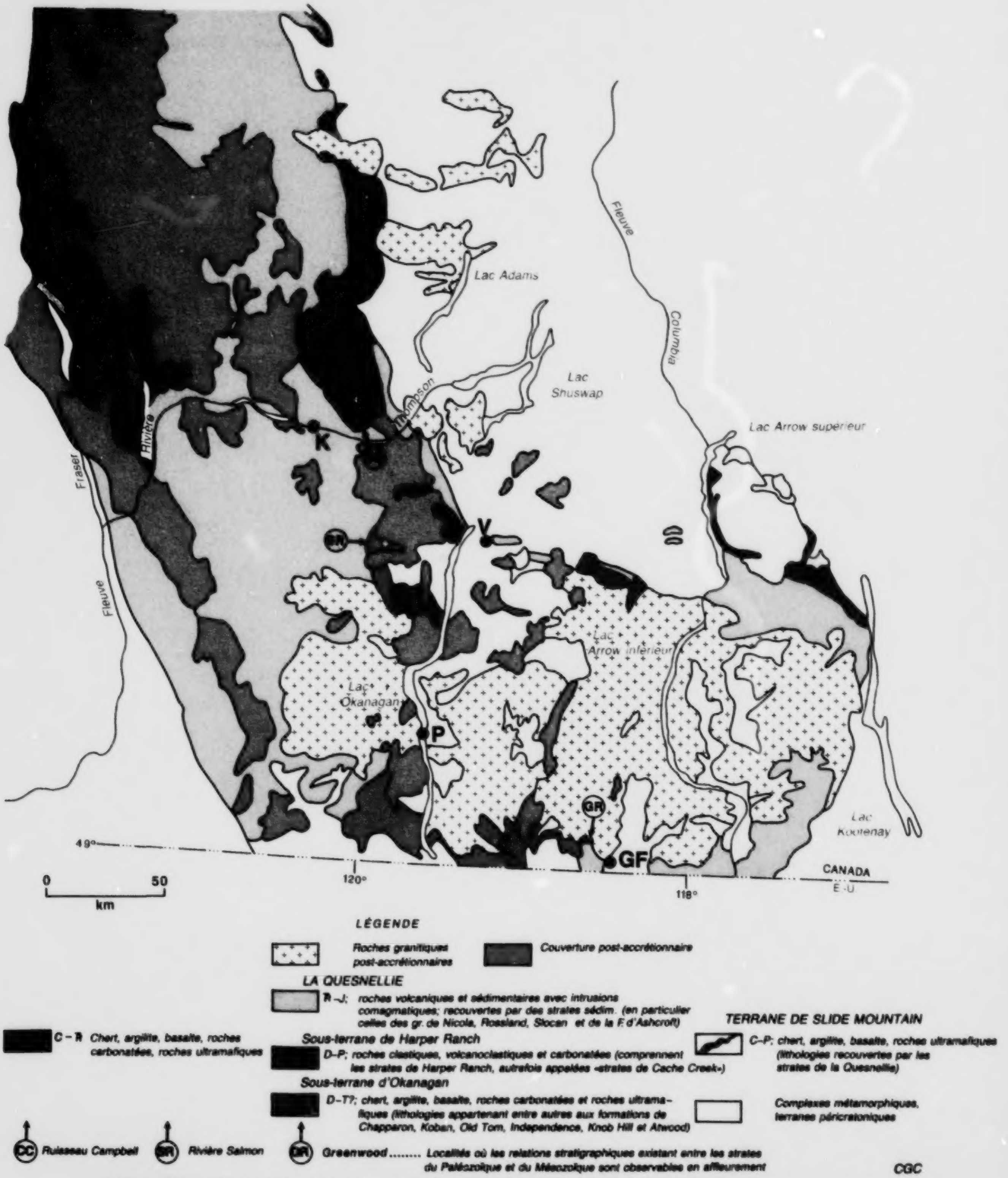


Figure 8-67. Distribution de la Quesnellie, et des sous-terranes d'Okanagan et de Harper Ranch, et position des contacts stratigraphiques entre les sous-terranes et les strates du Mésozoïque inférieur sus-jacentes de la Quesnellie, dans le sud de la Colombie-Britannique. CC - Campbell Creek; SR - Salmon River; GR - Greenwood; GF - Grand Forks; K - Kamloops; P - Penticton; V - Vernon.

contenant des grains distinctifs de pyroxène altéré est mêlée à une argilite qui semble passer progressivement aux strates du Groupe de Harper Ranch. Toutefois, ces roches sont fortement déformées et pourraient être des roches volcanoclastiques du Groupe de Nicola sus-jacent qui auraient été incorporées dans le Groupe de Harper Ranch par des replis et des failles.

Smith (1974) a conclu que le Groupe de Harper Ranch, au nord de Kamloops, s'est probablement déposé dans un bassin qui était associé à un arc insulaire volcanique actif, mais qui se trouvait à une certaine distance du centre volcanique, puisqu'il contient peu de produits volcaniques grossiers et de coulées.

Dans le chaînon Lay de la chaîne Omineca, une séquence structuralement complexe, d'une puissance dépassant peut-être 1 000 m, composée d'argilite, de siltstone, de grès et de roches volcanoclastiques contenant des cristaux de quartz, ainsi que de laves et de conglomérat local, contient des masses de calcaire allongées avec des fossiles du Pennsylvanien moyen. Un grès, généralement à granules, est principalement constitué de quartz et caractérisé par la présence de mica détritique qu'une datation radiométrique préliminaire par la méthode K/Ar situe au Permien. Le conglomérat est bien stratifié et contient des cailloux et blocs arrondis de granodiorite, de schiste à quartz et micas, d'andésite et de tuf dans une matrice de grès à granules. La source des clastes est inconnue. On ne peut attribuer avec certitude cet assemblage au sous-terrane de Harper Ranch situé dans la Quesnellie. Les roches se trouvent entre la Quesnellie et les roches du Protérozoïque supérieur du terrane de Kootenay à l'est, et sont en contact de faille avec des roches volcaniques du Groupe de Takla situées dans la Quesnellie à l'ouest.

Sous-terrane d'Okanagan

Le sous-terrane d'Okanagan (fig. 8-67) comprend un calcaire et une argilite de la Formation d'Attwood du Carbonifère ou du Permien, de même qu'un chert et des roches vertes du Groupe de Knob Hill, qui sont accompagnés de corps ultramafiques près de Greenwood (Little, 1983). Les formations d'Old Tom, de Shoemaker et d'Independence ainsi que les formations associées qui constituent l'énigmatique Assemblage de Shoemaker situé près de Keremeos, tel que le définit Bostock (1940), englobent, selon Milford (1984) et D.J. Tempelman-Kluit et M.J. Orchard (communication personnelle, 1985), diverses strates structuralement entremêlées comprenant des roches vertes, un tuf silicifié, un peu de calcaire et de brèche cherteuse, qui localement s'échelonnent de l'Ordovicien au Trias tardif, et sont sans doute partiellement corrélables à l'ouest avec le Groupe de Nicola du Trias supérieur, mais ailleurs comprennent une radiolarite et un basalte en coussins datant du Dévonien terminal et du Carbonifère. Le Groupe de Chapperon (Jones, 1959), antérieur au Trias supérieur mais non daté, affleure à environ 40 km au sud-sud-est du Groupe de Harper Ranch près de Kamloops; il se compose de métachert, de phyllade, localement de carbonates, et de schistes verts, et d'après Jones (1959), est traversé par des dykes ultramafiques serpentinisés. Le Groupe de Kobau, qui se compose de quartzite massif (métachert?), de quartzite folié, de phyllade et de schiste à chlorite, de roches vertes et de marbre, a été corrélé lithologiquement par Okulitch (1973) avec les groupes de Chapperon et d'Anarchist. Toutefois, dans l'État de Washington, le Groupe d'Anarchist comprend des roches semblables à celles du Groupe de Harper Ranch. Ces deux dernières unités devraient dater du Paléozoïque tardif, étant donné leur ressemblance lithologique avec des roches datées provenant de la même région.

D'après ses relations lithologiques, le sous-terrane d'Okanagan semble s'être formé dans un milieu de bassin océanique ou de bassin marginal (Monger, 1977b; Peatfield, 1978; Milford, 1984). Milford (1984) a déduit des structures observées dans des roches situées à l'ouest de Keremeos que certaines parties du sous-terrane pourraient représenter un ancien complexe de subduction. Du point de vue de sa lithologie générale et de son âge, ce sont peut-être les strates de l'Assemblage de Slide Mountain qui auraient été structuralement «mêlées» à l'Assemblage de Harper Ranch avant le dépôt des roches du Mésozoïque précoce à travers la Quesnellie et le terrane de Slide Mountain.

Une discordance angulaire sépare généralement les strates du Paléozoïque des roches sus-jacentes du Trias moyen et supérieur de la Quesnellie (fig. 8-67; Read et Okulitch, 1977). Au nord de la confluence du ruisseau Campbell et de la rivière Thompson, à 20 km à l'est de Kamloops, un calcaire pennsylvanien est recouvert en discordance par une brèche, laquelle est à son tour recouverte par un porphyre à augite, typique du faciès oriental du Groupe de Nicola. À environ 40 km au sud-sud-est, le long de la rivière Salmon, des roches sédimentaires du Trias supérieur, qui représentent un faciès oriental du Groupe de Nicola, reposent en discordance angulaire sur des roches faiblement métamorphisées du Groupe de Chapperon. Dans la région de Greenwood, les strates du Trias moyen reposent en discordance sur un chert, des roches vertes et une serpentinite du Paléozoïque supérieur (Little, 1983). Des travaux récents de cartographie réalisés dans cette région suggèrent que les roches ultramafiques associées se trouvent aussi au-dessous de cette discordance, parce que des débris de roches ultramafiques apparaissent dans les strates triasiques (J.T. Fyles, communication personnelle, 1985). Cependant, selon D.J. Tempelman-Kluit (communication personnelle, 1985), il existe peu d'indices d'une telle discordance dans les roches situées à proximité de Keremeos. Cette discordance semble être le résultat d'un épisode de déformation encore mal compris, qui aurait juxtaposé les sous-terranes du Paléozoïque supérieur avant qu'ils ne soient recouverts par des strates triasiques. Dans le sud-est de la Colombie-Britannique, cette déformation pourrait être responsable de la formation de failles de chevauchement au Permien dans le terrane de Slide Mountain (Klepacki et Wheeler, 1985).

Assemblages volcanogènes du Mésozoïque inférieur de la Quesnellie

L'assemblage le plus caractéristique et le plus étendu de la Quesnellie, le Groupe de Nicola, comprend des strates volcaniques et sédimentaires du Trias moyen et probablement du Jurassique basal, qui ont été traversées par des plutons comagmatiques (Assemblage de Nicola). Le Groupe de Nicola représente un arc insulaire volcanique bien défini. La chimie des éléments majeurs et des éléments traces (N. Mortimer, communication personnelle, 1986) indique que dans le sud de la Colombie-Britannique, les roches volcaniques calco-alcalines se situent à l'ouest, et les roches

calco-alcalines à shoshonitiques à l'est; c'est donc dire que le Groupe de Nicola était un arc volcanique à polarité ouest. À proximité de 51°N, ces roches affleurent de façon plus ou moins continue dans la direction régionale des strates sur plus de 100 km et peuvent être subdivisées en trois zones de faciès volcaniques principales et une zone de faciès sédimentaire.

À l'extrême ouest, localement mêlées structuralement et stratigraphiquement à des strates du Trias supérieur du terrane de Cache Creek, existent des roches volcanoclastiques felsiques, intermédiaires et parfois mafiques, en particulier des ignimbrites locales, quelques carbonates et des pélites, du Carnien supérieur et du Norien inférieur. Plus à l'est, se trouvent des roches volcanoclastiques intermédiaires, en particulier des porphyres à feldspath et des porphyres à augite et feldspath, et aussi localement des carbonates et des grès volcaniques datant du Norien précoce. Ces derniers sont recouverts localement à l'est par des basaltes en coussins et par les faciès volcaniques caractéristiques de l'est, constitués de porphyre à augite, de roches volcanoclastiques et de coulées alcalines datant du Trias terminal (Norien tardif). L'assemblage volcanique passe progressivement vers l'est à une séquence échelonnée du Ladinien au Norien moyen, composée d'argilite et de siltstone, et contenant localement des lentilles de roches volcanoclastiques, des couches de calcaire et des brèches. Cette séquence est corrélative, lithologiquement et chronologiquement, du Groupe de Slocan à l'ouest du lac Kootenay, à 50°N.

Au nord de 51°N, les trois zones de faciès n'ont pas été reconnues. La zone de porphyre à augite du Trias supérieur (Norien tardif) prédomine; on l'observe localement sur la marge occidentale de la Quesnellie et également à l'est.

Les roches volcaniques du Jurassique basal, lithologiquement semblables ou identiques à des portions du Groupe de Nicola, ont été reconnues à plusieurs endroits. Le grès, l'argilite et le tuf de la Formation d'Archibald, du Sinémurien, passent progressivement à des coulées de porphyre à augite et de porphyre à augite et feldspath et à des roches pyroclastiques de la Formation d'Elise du Groupe de Rossland (Little, 1960). Au nord, dans les régions cartographiques de Bonaparte et du lac Quesnel, un grès volcanique contenant des grains de pyroxène en quantités notables et une brèche volcanique renfermant des fragments de porphyre à augite, contiennent des fossiles d'âge sinémurien (Campbell et Tipper, 1971). Près de 56°N, les fossiles du Sinémurien sont associés à des roches volcaniques porphyriques à augite et permettent peut-être de dater les séquences volcaniques. Dans la Quesnellie, ces roches volcaniques porphyriques à augite datent apparemment du Norien tardif ou sont plus récentes. Par contre, des roches similaires de la Stikinie (voir ci-dessous) remontent au Carnien tardif-Norien précoce.

Les roches plutoniques associées au Groupe de Nicola sont examinées au chapitre 15. Elles comprennent des roches alcalines, probablement hypovolcaniques, du Trias terminal et du Jurassique initial, à savoir le Batholite d'Iron Mask et le Stock de Copper Mountain, associés au faciès oriental du porphyre à augite, et les roches calco-alcalines du Batholite de Guichon Creek, daté du Jurassique initial, dont la mise en place a eu lieu dans le faciès volcanique occidental. Si le Batholite de Guichon Creek est comagmatique d'une portion érodée et plus récente du faciès occidental, les roches plutoniques démontrent alors la même progression chimique, d'un caractère calco-alcalin à l'ouest à un caractère alcalin à l'est. Parmi les autres lithologies, on trouve des roches foliées, localement mylonitiques, constituées d'amphibolite, de métadiorite, d'un métaporphyre à augite, et le schiste felsique de la partie septentrionale du Complexe de Mount Lytton, qui se situe à l'ouest des occurrences du Groupe de Nicola, et des roches similaires présentes dans le horst tertiaire qui renferme le batholite de Nicola. La datation radiométrique U/Pb de ces roches indique qu'elles datent du Permo-Trias (250 Ma) et du Trias tardif (225 Ma); elles sont recoupées par des plutons granodioritiques qui ont été datés par la méthode K/Ar du Jurassique précoce (P. Van der Heyden et R.R. Parrish, communication personnelle, 1986). Ces roches pourraient correspondre à la croûte inférieure de l'arc du Mésozoïque précoce.

Près de 55°N, la partie orientale triasique du Groupe de Takla comprend une argilite, un grès volcanique et un tuf, de même que des roches volcaniques alcalines et calco-alcalines abondantes (Armstrong, 1949; Meade, 1977). Ces roches stratifiées sont associées à des roches alcalines intrusives de la Suite de Copper Mountain, qui s'échelonne du Trias tardif au Jurassique précoce et passe progressivement d'un gabbro à une diorite, puis à une syénite; elles sont également associées à la granodiorite calco-alcaline et à la monzodiorite quartzique (Meade, 1977) de la Suite de Guichon, datées du Jurassique précoce.

Entre 56°N et 57°N, existent de nombreux massifs ultramafiques zonés de type alaskien qui sont contemporains des roches volcaniques environnantes (Irvine, 1976).

Au sud de 60°N, les roches volcaniques et sédimentaires de la Formation de Shonektaw du Trias supérieur et de la Formation de Nazcha du Jurassique inférieur (Sinémurien?) se situent entre les terranes de Cache Creek et de Cassiar. La Formation de Nazcha comprend une argilite, un grès volcanique et un peu de conglomérat, et recouvre probablement la Formation de Shonektaw, d'origine volcanique, avec ses abondantes coulées de porphyre feldspathique et de porphyre à feldspath et pyroxène (Watson et Mathews, 1944; Gabrielse, 1968; Monger, 1969 et 1980). Une diorite foliée, datée de 228 Ma par la méthode U/Pb sur zircon, fait intrusion dans les roches volcaniques.

Assemblages sédimentaires du Jurassique de la Quesnellie

Un conglomérat, un grès, un shale et un siltstone constituent les vestiges d'un assemblage de recouvrement du Pliensbachien-Bajocien inférieur (Assemblage de Hall), qui s'étend entre 49°N et au moins 56°N. Dans la région d'Ashcroft, des roches volcaniques du Groupe de Nicola et des roches plutoniques du Mésozoïque précoce sont recouvertes à la fois en disconformité et en discordance angulaire par la formation non volcanique d'Ashcroft (McMillan, 1974; Grette, 1978; Travers, 1978, 1982). La Formation d'Ashcroft est l'unité lithologique la plus récente de la Quesnellie, et son âge se situe entre le Sinémurien tardif et le Callovien. Elle a plus de 1 500 m d'épaisseur et se compose largement de roches clastiques accompagnées secondairement de membres carbonatés (Crickmay, 1930; Travers, 1982). Un faciès occidental, qui affleure près d'Ashcroft, se compose de shale carboné sombre accompagné d'interstrates de siltstone et de grès granoclassé, et localement d'un conglomérat renfermant de rares fossiles,

que Travers (1982) considère comme un faciès de cône sous-marin. Les faciès orientaux sont typiquement composés de grès grossier, de conglomérat et de shale, et d'un peu de calcaire bioclastique; ils pourraient représenter un milieu proximal de cône littoral (Travers, 1982). Les fossiles, distribués sur une grande étendue mais rarement nombreux, comprennent des ammonites, des bivalves, des gastéropodes, et de la matière carbonée. Les clastes contenus dans le conglomérat sont principalement des cailloux de granodiorite et, dans une moindre mesure, des cailloux de diorite et de syénite probablement dérivés de roches plutoniques du Mésozoïque précoce, de roches volcaniques semblables à diverses roches volcaniques du Groupe de Nicola et de carbonates et cherts locaux. Dans les affleurements non datés, situés au nord du lac Kamloops, les cailloux de quartzite suggèrent l'existence d'une source à l'est dans les strates miogéoclinales.

Dans le sud-est de la Colombie-Britannique, la Formation de Hall (Pliensbachien inférieur-Toarcien inférieur) (Tipper, 1984), repose en discordance érosionnelle (Mulligan, 1952) sur la Formation d'Elise, formation volcanique du Sinémurien. La Formation de Hall, qui a plus de 300 m d'épaisseur, est surtout composée d'un shale noir et d'un grès argileux de couleur chamois à brune, accompagnés d'un peu de siltstone et de conglomérat. La source des sédiments se trouvait apparemment au nord ou au nord-est.

Entre 51°N et 56°N, le shale, le grauwacke, le conglomérat et le siltstone du Pliensbachien inférieur-Bajocien inférieur relevés à l'intérieur des groupes de Quesnel River et de Takla sont distribués dans des blocs faillés isolés, à la grandeur de la Quesnellie. La source et la direction de transport des sédiments restent largement hypothétiques, mais une source locale à l'ouest est suggérée. L'épaisseur de la séquence est inconnue.

Près de 56°N, un bloc faillé allongé contient un conglomérat et un grès anciennement cartographiés comme la Formation d'Uslika du Crétacé inférieur (Roots, 1954; Eisbacher, 1974). Il est également possible que la Formation d'Uslika date du Jurassique précoce et soit recouverte d'un grès du Toarcien inférieur et du Pliensbachien supérieur(?) dans le même bloc faillé. En gros, le conglomérat renferme des matériaux provenant de sédiments, roches volcaniques et roches plutoniques plus anciens de la Quesnellie, ainsi que de roches volcaniques et d'un chert du terrane de Slide Mountain. Les clastes moins nombreux, composés de quartzite micacé, pourraient avoir une origine cratonique, ce qui concorderait avec des indices d'un paléoécoulement de direction sud-sud-ouest.

Les séquences sédimentaires reposent en discordance sur divers types de strates, en particulier des roches volcaniques du Trias supérieur, des roches volcaniques du Sinémurien et probablement sur le terrane de Cache Creek. L'existence d'un hiatus est suggérée par l'absence de fossiles du Pliensbachien initial. Les fossiles les plus anciens datent de la fin du Pliensbachien précoce et sont invariablement trouvés dans l'est de la Quesnellie. Aucune roche de cet âge n'a été trouvée sur la marge occidentale, où des roches du Pliensbachien supérieur reposent en discordance sur des roches triasiques ou plus anciennes. Apparemment, la mer du Pliensbachien tardif a transgressé vers l'ouest sur des roches plus anciennes.

Des sédiments marins témoignent de la dernière incursion marine dans la Quesnellie, qui en majeure partie s'est terminée au Bajocien précoce. Des sédiments plus récents (du Callovien et du Bajocien tardif) n'ont été reconnus que dans la région d'Ashcroft, mais ils reposent en discordance sur des sédiments marins plus anciens et étendus du Jurassique, et représentent donc un épisode sédimentaire légèrement postérieur.

Dans une localité, la marge orientale de la Quesnellie recouvre le terrane de Slide Mountain. Dans le sud-est de la Colombie-Britannique, le Groupe de Slocan repose en disconformité sur le Groupe de Kaslo (Cairnes, 1934; Klepacki et Wheeler, 1985) dans le terrane de Slide Mountain, et il est apparemment surmonté à son tour par des strates du Jurassique inférieur, en particulier par des roches volcaniques du Groupe de Rossland, typiques de la Quesnellie (Little, 1960). Plus au nord, dans la chaîne Cariboo, le terrane de Slide Mountain est recouvert par une phyllade noire, dans laquelle ont été récoltés des conodontes du Trias moyen et du Trias tardif, et qui passe latéralement et vers le haut à des roches volcaniques qui de toute évidence font partie de la Quesnellie (Struik, 1985). Dans le chaînon Lay de la chaîne Omineca (56°N), les roches volcaniques du Groupe de Takla sont si intimement mêlées aux roches volcaniques appartenant au sous-terrane de Harper Ranch qu'elles sont difficiles à distinguer les unes des autres (Monger, 1977b).

Tel qu'il en a été fait mention plus haut, les roches incluses ici dans le sous-terrane d'Okanagan pourraient faire partie du terrane de Slide Mountain, puisqu'elles présentent la même variété de lithologies et, même si elles n'ont pas été datées avec précision, semblent être contemporaines de ce terrane. Ces roches sont surmontées en discordance par les strates du Trias moyen et du Trias supérieur de la Quesnellie (Read et Okulitch, 1977; Little, 1983; J.T. Fyles, communication personnelle, 1985). Il se pourrait que les roches du terrane de Slide Mountain, leurs équivalents probables dans le sous-terrane d'Okanagan et des roches lithologiquement différentes du Paléozoïque supérieur du sous-terrane de Harper Ranch aient été réunies dès le Trias moyen et recouvertes stratigraphiquement par des roches du Mésozoïque inférieur de la Quesnellie.

Terrane de Dorsey

Les roches du Paléozoïque supérieur du terrane de Dorsey surmontent des unités du terrane de Slide Mountain dans le centre sud du Yukon et dans le centre nord de la Colombie-Britannique à l'ouest du Batholite de Cassiar. Les relations existant entre les terranes sont inconnues. En général, l'Assemblage de Dorsey présente une certaine ressemblance à la fois avec des roches du terrane de Slide Mountain et du sous-terrane de Harper Ranch de la Quesnellie, sauf qu'il ne contient pas de roches volcaniques. Trois membres ont été identifiés par Poole (1956), sans toutefois avoir été relevés à la grandeur du terrane de Dorsey. Le membre le plus bas se compose de quartzite à grain fin en partie laminé, d'argilite et d'ardoise gris à noir, de chert rubanné et de bandes discontinues de calcaire, de calcaire cherteux et de dolomie. Les unités carbonatées ont quelques mètres à 70 m d'épaisseur et l'épaisseur

totale de la succession est de plusieurs centaines de mètres. Localement, le membre intermédiaire a plus de 300 m d'épaisseur et se compose principalement de couches épaisses d'un calcaire cherteux cryptocristallin à microcristallin du Pennsylvanien (compris entre le Morrovien supérieur et l'Atokien supérieur). Le membre sommital comprend une unité inférieure de conglomérat, grès à granules, quartzite, grès et argilite pouvant atteindre 300 m d'épaisseur, et une unité supérieure de chert rubané, d'argilite, d'ardoise et de calcaire peu abondant, de plus de 500 m d'épaisseur. Les galets et cailloux que contient le conglomérat se composent de chert rouge, rose, gris, blanc et vert et parfois d'orthoquartzite.

Comme l'Assemblage de Slide Mountain, le terrane de Dorsey comprend d'épaisses séquences de chert rubané, qui indiquent une sédimentation en eau profonde. Toutefois, contrairement à l'Assemblage de Slide Mountain, le terrane de Dorsey ne contient pratiquement pas de roches volcaniques ni de roches ultramafiques de type alpin. L'abondance du quartz dans les grès et localement dans les blocs de conglomérat suggère la proximité d'une région source cratonique. L'âge et la lithologie des unités carbonatées sont semblables à ceux des unités du Groupe de Sylvester dans le terrane de Slide Mountain, mais les carbonates du terrane de Dorsey ne semblent pas associés à des îles ou à des plateaux volcaniques.

Terrane de Cache Creek

Dans le terrane de Cache Creek, la plupart des types de roches montrent des affinités océaniques typiques et comprennent une radiolarite et une argilite qui se situent entre le Carbonifère inférieur et le Jurassique moyen, des masses distinctives de carbonates d'eau peu profonde, de basalte, de gabbro et de roches ultramafiques de type alpin appartenant à l'Assemblage de Cache Creek, et des roches volcaniques calco-alcalines et strates sédimentaires associées appartenant à l'Assemblage de Kutcho du Trias supérieur. Un grauwacke et des strates volcanoclastiques sont des composantes locales et mineures. Le style structural du terrane est caractérisé par un extrême bouleversement stratigraphique et structural, et la plupart des contacts sont probablement des failles.

L'Assemblage de Cache Creek apparaît dans trois grandes zones d'affleurement. Les affleurements les plus étendus et les mieux exposés se trouvent dans le centre nord de la Colombie-Britannique et dans l'extrémité sud du Yukon. À ces endroits, une continuité stratigraphique s'observe entre plusieurs des principales unités lithologiques s'échelonnant en âge du Carbonifère précoce au Trias tardif. Dans le centre de la Colombie-Britannique, près de Fort St. James (55°N), les fossiles caractéristiques datent du Pennsylvanien et du Permien. La zone d'affleurement du sud où se trouve le stratotype est bien connue et très bien délimitée par des fossiles stratigraphiques, dont l'âge est compris entre le Pennsylvanien tardif et le Jurassique moyen, mais elle est fortement perturbée structuralement.

Dans le centre nord de la Colombie-Britannique, l'Assemblage de Cache Creek comprend trois «zones de faciès» caractéristiques (fig. 8-68; Monger, 1975, 1977a) qui apparaissent dans les sous-terranes de French Range, de Sentinel et de Nakina (Monger et Berg, 1984).

Dans le sous-terrane de Nakina se trouve la coupe stratigraphique la plus complète du terrane de Cache Creek que l'on connaisse. Dans le sous-terrane de Nakina, l'Assemblage de Cache Creek date du Mississippien tardif-Trias moyen. Il se trouve en contact de faille au sud-ouest avec le massif ultramafique de Nahlin, le plus vaste massif ultramafique de type alpin rencontré dans la Cordillère canadienne. Ce massif ultramafique contient la plupart des éléments des séquences ophiolitiques classiques, soit une péridotite foliée, des cumulats mafiques et ultramafiques peu abondants, localement une trondhjémite, et des essaims de dykes de diabase renfermant des intrusions composites, mais aucun complexe filonien n'est reconnu (Terry, 1977). L'unité stratigraphique la plus basse du sous-terrane de Nakina est la Formation de Nakina, qui contient un basalte amygdalaire, une brèche volcanique, un tuf et de petites masses calcaires allongées et renfermant des foraminifères du Mississippien tardif (Viséen terminal-Namurien initial) (Mamet dans Monger, 1975). Elle est surmontée, localement en contact progressif, par une calcarénite à crinoïdes massive, rarement tufacée, du même âge. Au-dessus de celle-ci se trouvent une calcarénite à crinoïdes massive ou une calcarénite à foraminifères de la Formation de Horsefeed, dont l'âge se situe entre le Mississippien tardif et le Permien tardif (Monger, 1975; planche 19). La Formation de Horsefeed a une puissance d'environ 2 000 m et couvre une surface d'environ 50 km sur 30 km. Elle est parfois oolitique, et de nombreux grains portent une pellicule algaire. Il arrive souvent dans les roches du Permien moyen qu'un calcaire massif passe vers le haut et latéralement à un calcaire dolomitique et à une dolomie, tous deux à lamination cryptalgaire. Par endroits, de petites lentilles de roches volcaniques mafiques coussinées et de minces membres tufacés apparaissent dans le carbonate. Le carbonate est recouvert en disconformité, ou en légère discordance angulaire, par une brèche renfermant des clastes carbonatés datant principalement du Permien moyen à tardif. La brèche passe progressivement vers le haut à une radiolarite qui, dans une localité, contenait des radiolaires du Trias moyen (D.L. Jones, communication personnelle, 1978).

Le carbonate s'est entièrement déposé en eau peu profonde, et semble avoir formé un atoll sur un substratum basaltique. La nature récifale du carbonate est révélée par sa lithologie et par le fait qu'elle passe latéralement d'un carbonate massif, qui en principe formait la majeure partie du récif, à une dolomie caractérisée par une lamination cryptalgaire constituant le faciès d'arrière-récif. Le récif représente un intervalle d'environ 100 Ma de stabilité tectonique remarquable, avec une vitesse moyenne de subsidence de 20 m/Ma, soit légèrement moins que les 25 à 30 m/Ma cités à propos du banc des Bahamas par Lynts (1970). Il se pourrait qu'un abaissement du niveau de la mer au Permo-Trias ait mis fin à la croissance du récif, et qu'ensuite seuls des matériaux pélagiques se soient déposés sur celui-ci.

L'Assemblage de Cache Creek du sous-terrane de Sentinel se caractérise par des associations lithologiques qui pourraient représenter le faciès d'eau plus profonde de nombreuses roches du sous-terrane de Nakina, même si aucune continuité stratigraphique n'a été établie entre les deux sous-terranes. Les lithologies prédominantes, la radiolarite et l'argilite, correspondent à des faciès

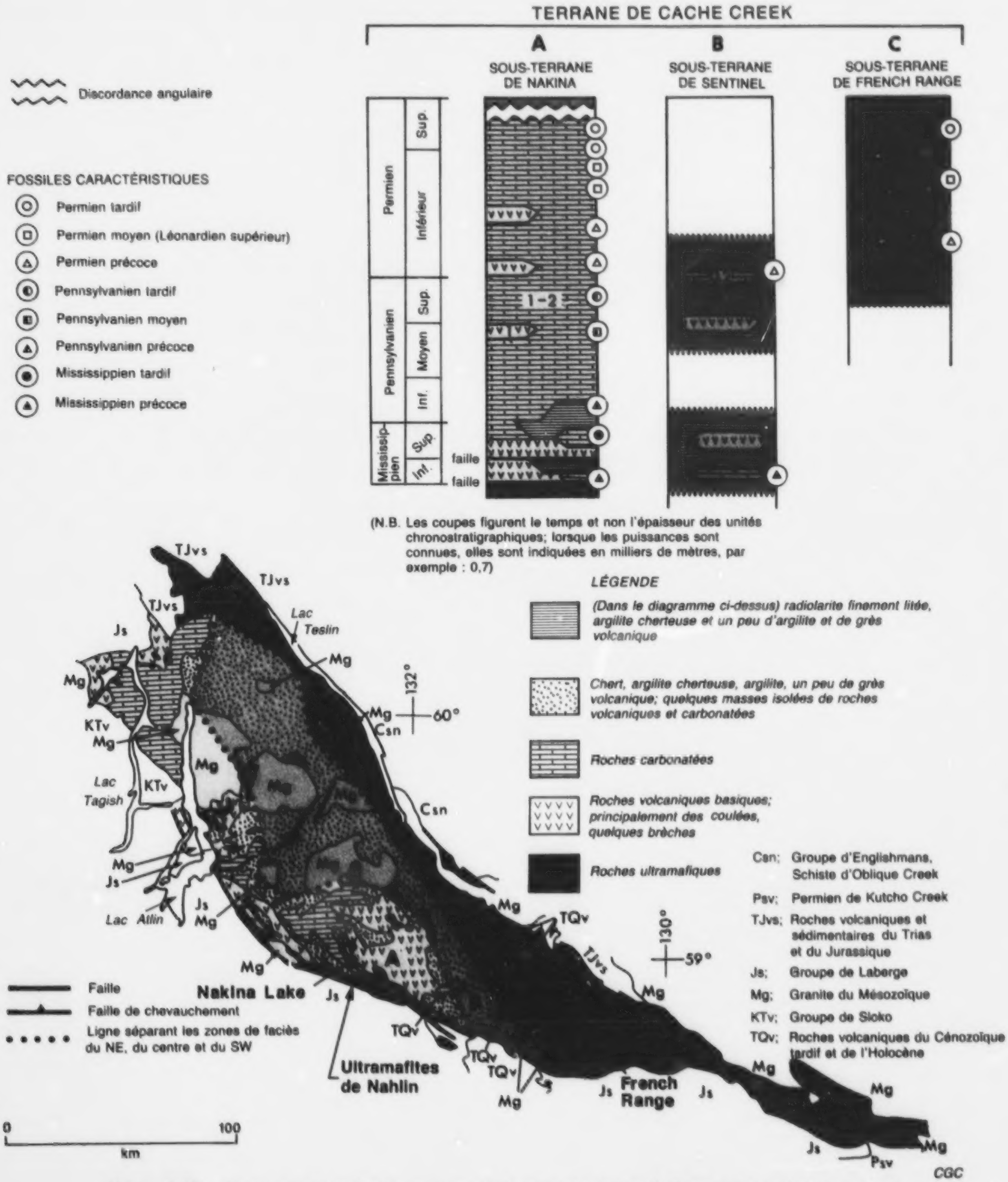


Figure 8-68. Sous-terranes et faciès correspondants dans la région d'affleurement nord du terrane de Cache Creek, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique et dans le centre sud du Yukon.

pélagiques. Il existe localement une brèche massive renfermant des clastes de roches carbonatées et volcaniques, des interstrates de grauwacke, des masses carbonatées allongées, caractéristiques, à l'intérieur de strates encaissantes composées de chert et d'argilite, et localement des basaltes en coussins et des filons-couches de diabase (Monger, 1977b). Les fossiles provenant des masses carbonatées datent principalement du Pennsylvanien et du Permien précoce, mais l'une d'elles date du Mississippien précoce. Des radiolaires du Pennsylvanien et du Permien ont été récoltés dans un chert au mont Sentinel (D.L. Jones, communication personnelle, 1978). La brèche et les blocs de calcaire sont des dépôts de glissements de terrain subaquatiques et des blocs exotiques provenant d'édifices volcaniques sous-marins et de leurs atolls sommitaux, qui, si l'on se base sur des exemples actuels, pourraient avoir dominé de 5 000 m le fond du bassin océanique (fig. 8-69).

Le sous-terrane de French Range contient en abondance du chert et des argilites, parfois interstratifiés avec un grauwacke, et également des roches effusives mafiques, des roches pyroclastiques comprenant quelques roches volcanoclastiques felsiques, et des carbonates bien visibles (Monger, 1969, 1975). Les roches volcaniques, qui peuvent atteindre 1 000 m d'épaisseur, appartiennent à la Formation de French Range, et le carbonate, de 300 à 600 m d'épaisseur, à la Formation de Teslin. Cette dernière contient un calcaire dolomitique à lamination cryptalgaire, semblable à celui du faciès de lagune du sous-terrane de Nakina. Les roches volcaniques surmontent stratigraphiquement une partie du chert, et sont elles-mêmes recouvertes, en contact progressif, par un carbonate de la partie supérieure du Permien inférieur et du Permien supérieur, qui appartient à la Formation de Teslin. Comme dans le sous-terrane de Nakina, le calcaire s'est déposé sur un substratum volcanique. Cependant, dans une partie d'une radiolarite localement interstratifiée avec un grauwacke (fig. 8-70), ont été trouvés des conodontes d'âge norien (M.J. Orchard, communication personnelle, 1980); ce sont les fossiles les plus jeunes jamais observés dans cette partie du terrane de Cache Creek. Les roches triasiques pourraient être plus répandues dans le nord de l'Assemblage de Cache Creek qu'on ne le croyait jusqu'ici, puisqu'une abondante faune de radiolaires du Norien a été récoltée dans les clastes cherteux du conglomérat du Jurassique moyen formé dans le bassin de Bowser. De toute évidence, les clastes provenaient du terrane soulevé de Cache Creek (Currie, 1984).

Le grauwacke, avec la forte teneur en hornblende qui le caractérise, a une composition semblable à celle du grauwacke du Mésozoïque inférieur qui se trouve dans le Groupe de Lewes River dans la cuvette de Whitehorse, et que Wheeler (1961) a décrit. Plusieurs grands massifs ultramafiques plus ou moins serpentinisés, de péridotite, dunite, harzburgite, pyroxénite et gabbro lité apparaissent dans le sous-terrane de French Range et sont associés à des roches volcaniques mafiques et à une radiolarite. Localement, ils contiennent des masses lenticulaires de jade (néphrite) et l'une d'elles contient un gisement relativement important d'amiante chrysotile. Dans plusieurs ruisseaux situés dans le terrane de Cache Creek, dans le nord de la Colombie-Britannique, de nombreux placers aurifères se sont formés.

Dans la partie orientale de l'Assemblage de Cache Creek du sous-terrane de French Range, les roches sont

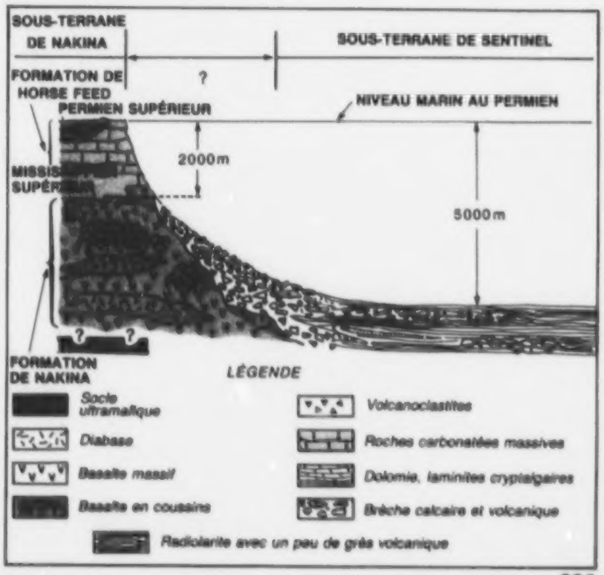


Figure 8-69. Diagramme schématique montrant la relation possible entre les types de dépôt représentés par les sous-terranes de Nakina et de Sentinel, qui font partie du terrane de Cache Creek; le sous-terrane de Nakina contient des carbonates récifaux massifs, édifiés sur un substratum volcanique (monts sous-marins ?, dorsale ?), tandis que le sous-terrane de Sentinel est un équivalent d'eau profonde et renferme, outre des sédiments pélagiques, des roches typiques d'un faciès de glissement synsédimentaire.

Figure 8-70. Radiolarite et grauwacke interstratifiés, du Trias supérieur, à l'intérieur du sous-terrane de French Range, dans la région cartographique de Teslin Sud, dans le sud du Yukon; lien possible entre les roches clastiques de la cuvette de Whitehorse, qui reposent partiellement sur la Stikinie, et le terrane de Cache Creek. (Photo: J.W.H. Monger). GSC 205235-P.

apparemment recouvertes par la Formation de Kutcho, du Trias supérieur (Assemblage de Kutcho), qui se compose d'une séquence bimodale de roches volcaniques calco-alcalines, représentée par des termes basaltiques et rhyodacitiques, comprenant des tufs, des brèches et des schistes à yeux de quartz abondants (Thorstad et Gabrielse, 1986). Au-dessus des tufs, le conglomérat et l'argilite pourraient dater en totalité ou en partie du Jurassique précoce, en raison de leur association intime avec la Formation d'Inklin. Localement, la Formation de Kutcho est surmontée par la Formation de Sinwa qui se compose de calcaire du Norien, d'odeur fétide, bien stratifié ou massif, pouvant atteindre 250 m d'épaisseur. Des roches semblables à celles des formations de Kutcho et de Sinwa, sont comprises dans le Groupe de Lewes River, dans le sud du Yukon. Les roches volcaniques de la Formation de Kutcho abritent un vaste gisement volcanogène de sulfures massifs de cuivre-zinc, de type Kuroko.

Entre 56°N et 53°N, la partie centrale du terrane de Cache Creek contient en abondance des radiolarites, des argilites et des carbonates massifs, ces derniers s'échelonnant du Pennsylvanien moyen au Permien supérieur. Les basaltes et les roches ultramafiques de type alpin sont localement importants (Armstrong, 1949; Thompson, 1965; Paterson, 1973, 1977). Un carbonate du Trias supérieur qui recouvre stratigraphiquement les roches volcaniques mafiques associées à une séquence ophiolitique a été inclus dans le Groupe de Takla du Trias par Paterson (1977), mais lithologiquement, il est indissociable du Groupe de Cache Creek. Le conglomérat du Groupe de Takla, au sommet du Trias, qui fait partie de la Quesnellie à l'est de la faille de Pinchi, contient en abondance des gabbros, des basaltes, et des clastes de chert, qui proviennent sans doute de l'Assemblage de Cache Creek. À l'intérieur du terrane de Cache Creek, se trouve une écaille limitée par des failles, constituée de strates de l'Assemblage de Cache Creek qui contiennent des minéraux typiques du faciès des schistes bleus. Son âge a été estimé à 216-223 Ma d'après des datations radiométriques K/Ar (Paterson et Harakal, 1974; Paterson, 1977). D'autres localités contenant de la glaucophane ou de la crossite existent dans le terrane de Cache Creek, près du lac Dease, dans le nord de la Colombie-Britannique, près du lac Takla et dans la région type, mais dans ces endroits, la glaucophane ou la crossite sont principalement associées à de l'épidote et à de l'albite, ou plus rarement à de la lawsonite; elles appartiennent à un faciès métamorphique inférieur à celui des schistes verts ou peut-être au faciès des schistes verts inférieur. De la jadéite est présente le long de la marge nord-est des roches du terrane de Cache Creek, suivant la faille de Thibert à l'ouest du lac Dease.

La région type du terrane de Cache Creek dans le sud de la Colombie-Britannique comprend le sous-terrane de Bonaparte à l'est, le sous-terrane de Marble Range au centre, et le sous-terrane de Pavilion à l'ouest (fig. 8-71; Monger et Berg, 1984; Monger et McMillan, 1984). Le sous-terrane de Bonaparte est représenté par un mélange de radiolarite et d'argilite carbonée, très chaotique, contenant des blocs de chert, de carbonates, de basalte, de roches volcanoclastiques et de serpentinite. L'âge des clastes fossilifères du mélange se situe entre le Pennsylvanien tardif et le Permien tardif, et celui de la matrice, entre le Permien tardif ou peut-être le Permien précoce et le Trias moyen ou peut-être le Trias tardif. Il convient de mentionner

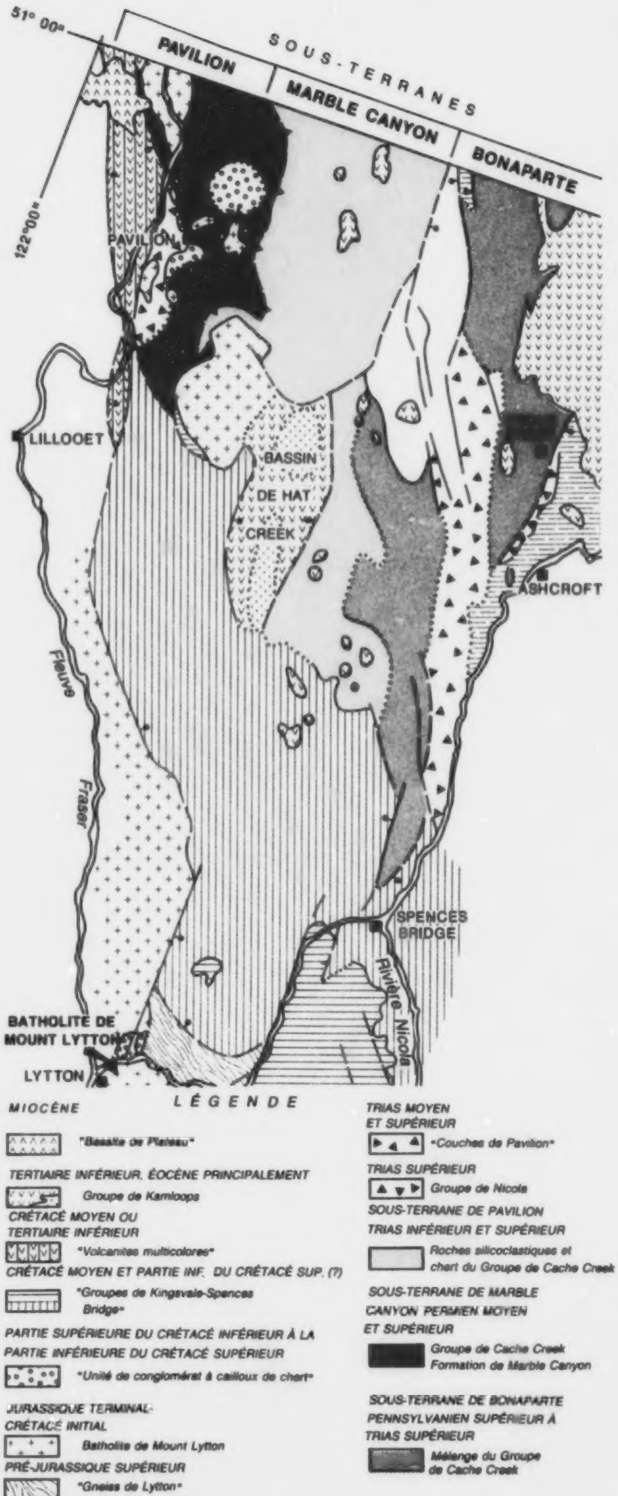


Figure 8-71. Sous-terranes et zones de faciès dans la région-type méridionale du terrane de Cache Creek.

l'existence de blocs de tuf à lapilli et d'ignimbrite foliés dans le mélange (Shannon, 1982), qui rappellent fortement certaines lithologies du faciès felsique occidental du Groupe de Nicola situé dans la Quesnellie. En outre, des écailles allongées et limitées par des failles, constituées de roches du faciès occidental du Groupe de Nicola apparaissent dans le sous-terrane de Bonaparte et du côté ouest de la zone occidentale (fig. 8-71).

Le sous-terrane de Marble Range contient une calcarénite massive à crinoïdes, fusulinidés et structures algaires de la Formation de Marble Canyon, du Groupe de Cache Creek, qui a probablement environ 300 m d'épaisseur, de même que des quantités mineures de coulées mafiques, de roches volcanoclastiques et d'argilite. Les fossiles observés dans la masse principale de carbonates s'échelonnent du Permien moyen au début du Permien tardif, mais des fossiles provenant d'autres localités dont la relation avec la masse principale de carbonates du Permien est inconnue, datent du Trias précoce, moyen et tardif (M.J. Orchard, communication personnelle, 1985).

Le sous-terrane de Pavilion contient des argilites, des siltstones, des radiolarites, et des écailles(?) locales mais importantes, composées de roches volcanoclastiques, de roches volcaniques plus massives, et de petites masses carbonatées allongées (Trettin, 1961; Monger et McMillan, 1984). Des mélanges et formations fragmentées, caractéristiques de l'assemblage du sous-terrane de Bonaparte, existent localement. L'unité s'échelonne en âge du Trias précoce au Jurassique moyen (F. Cordey, communication personnelle, 1987), et contient des roches volcanogènes dans sa partie plus récente.

Stikinie

La Stikinie comprend des strates volcaniques et sédimentaires bien stratifiées du Dévonien inférieur au Jurassique moyen (assemblages d'Asitka, de Stuhini, de Lewes River, de Hazelton et de Takwahoni) et des roches plutoniques probablement comagmatiques des roches volcaniques. Les principales unités comprennent des roches non dénommées du Paléozoïque supérieur de la région de Stikine, le Groupe d'Asitka (Permien), les groupes de Takla occidental, de Stuhini et de Lewes River (Trias supérieur), et les groupes de Hazelton et de Laberge (Jurassique inférieur et moyen). Les meilleurs affleurements se trouvent à la périphérie du bassin de Bowser. Leur prolongement au sud de 53°N n'est pas évident. À l'est, la Stikinie se trouve en contact de faille avec le terrane de Cache Creek. Généralement, sur sa marge occidentale, les relations ont été obscurcies par le plutonisme et le métamorphisme survenus au Crétacé et au Tertiaire dans le Domaine côtier; toutefois, près de Prince Rupert (55°N), la Stikinie semble s'être mise en place structuralement sur le terrane d'Alexander. Près d'Atlin (59°N), elle est en contact de faille avec des roches métamorphiques datant peut-être du Précambrien tardif, et incluses dans le terrane de Nisling.

Assemblages du Paléozoïque supérieur

La relation stratigraphique entre les roches les plus anciennes, qui comprennent le carbonate du Dévonien inférieur et les autres strates paléozoïques de la région de la rivière Iskut, n'est pas connue (P.B. Read, communication personnelle, 1984). Les roches les plus anciennes, qui sont manifestement en continuité stratigraphique avec des strates plus récentes, affleurent entre les rivières Stikine et Iskut (Souther, 1972). À cet endroit, l'argilite et l'argilite cherteuse passent progressivement vers le haut à un tuf et à une brèche mafiques à intermédiaires qui sont interstratifiés et recouverts par environ 1 000 m de strates de calcarénite à crinoïdes et de calcarénite massive ou en couches épaisses à moyennes, contenant des foraminifères, des coraux, des bryozoaires et des brachiopodes datant du Mississippien tardif (Mamet, 1976) (fig. 8-72). La corrélation entre les strates du Mississippien et les strates sus-jacentes du Permien est incertaine, mais la disparition d'au moins 1 500 m de strates du Mississippien sur une distance de 5 km parallèlement à la direction générale de ces strates, et la rareté des strates pennsylvaniennes suggèrent l'existence d'une importante discordance postérieure au Mississippien et antérieure au Permien. La succession sus-jacente se compose de roches volcaniques mafiques passant progressivement vers le haut à une argilite qui, à son tour, fait place à près de 600 m de carbonates s'échelonnant en âge du Permien précoce (Wolfcampien) au Permien tardif (Guadalupien précoce). Les carbonates constituent l'unité la plus distinctive du Paléozoïque de la Stikinie; là où ils sont complètement préservés, ils renferment à leur base un calcaire sombre, finement stratifié, pyriteux, argileux, micritique à calcarénitique, et contenant des fusulinidés, de petits coraux et des bryozoaires. Ce calcaire passe progressivement vers le haut à une calcarénite cherteuse, gris pâle, en couches minces à moyennes. Le membre sommital se compose d'une calcarénite blanche ou de couleur crème, localement dolomitique, et d'une calcarénite dolomitique contenant des bryozoaires, des brachiopodes, des crinoïdes et des fusulinidés. Ces caractéristiques, en totalité ou en partie, sont conservées dans des affleurements dispersés du côté ouest du Domaine intermontagneux en une bande qui s'étend sur plus de 500 km à partir du nord de la rivière

Figure 8-72. Vue de la succession mississippienne de la Stikinie, près de la ligne de partage séparant les ruisseaux Mess et Sphaler, dans le sud de la région du ruisseau Telegraph, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique. Un carbonate bien stratifié surmonte une argilite fine, une argilite cherteuse et, localement, des roches volcanoclastiques; il est lui-même surmonté par des roches volcaniques du Permien. (Photo: J.W.H. Monger). GSC 205235-R.

Stikine jusqu'au sud de Terrace. Dans la région de Chutine (58°N), les strates permiennes sont surmontées, apparemment en concordance, par une argilite calcareuse et silteuse contenant des fossiles du Trias moyen (Souther, 1959).

La succession stratigraphique du Paléozoïque diffère, du côté est du bassin de Bowser, de la succession située du côté ouest. Le Groupe d'Asitka (Lord, 1948; Monger, 1977a) se compose à sa base d'argilite, de chert, de carbonate tufacé et argileux contenant des fusulinidés du Permien précoce, recouverts par un basalte probablement en partie subaérien, et par une rhyolite et une brèche aux couleurs vives. Un membre supérieur se compose de basalte, de chert, de calcaire tufacé et de tuf calcareux contenant des spongiaires, coraux, bryozoaires et brachiopodes du Permien précoce (Rigby, 1973; Monger et Ross, 1971).

Au sud-ouest de la faille de Kutcho, près de 58°N, une séquence polydéformée, composée de schiste à chlorite feldspathique, de phyllade à séricite, de phyllade calcareuse, de rhyolite massive, de chert et de carbonates, date en partie du Mississippien (Viséen). La succession a probablement plus de 500 m d'épaisseur, et l'unité carbonatée la plus épaisse a environ 25 m d'épaisseur (Thorstad, 1980)

Le long de la rivière Stikine, au nord du bassin de Bowser, le calcaire massif gris du Permien inférieur, qui peut atteindre 100 m d'épaisseur, recouvre une phyllade grise et est surmonté par des roches métavolcaniques mafiques et une phyllade verte. Localement apparaît un chert rubané. La séquence est recouverte en discordance par des roches du Trias inférieur et moyen (Read, 1983).

Étant donné la faible quantité de données chimiques disponibles sur les roches volcaniques paléozoïques de la Stikinie, on connait mal leur milieu tectonique. Il semble qu'elles puissent représenter une suite lithologique apparentée à un arc volcanique. La plupart des carbonates, en particulier ceux d'âge mississippien dans le nord-ouest de la Stikinie et dans le Groupe d'Asitka, sont visiblement intercalés avec les roches volcaniques et pourraient représenter des bancs frangeants autour de hauteurs volcaniques. Toutefois, le carbonate permien apparemment stratiforme qui existe dans l'ouest de la Stikinie est remarquablement uniforme sur une grande distance, ce qui suggère que la sédimentation s'est produite sur un substratum relativement uniforme et stable.

Les relations entre les roches paléozoïques et plus récentes diffèrent d'un secteur à l'autre dans la Stikinie. Dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, un épisode de déformation et de métamorphisme a séparé le dépôt des roches du Paléozoïque-Trias moyen de celui des strates du Trias supérieur et des strates plus jeunes (Souther, 1971). Au nord-ouest de Spatsizi, dans les régions du ruisseau Telegraph et de Tulsequah, les strates du Paléozoïque supérieur sont par endroits plus déformées et métamorphisées que les roches contiguës du Trias inférieur et du Trias moyen, tandis que dans la région de Tulsequah, les roches plus anciennes ainsi que la diorite quartzique foliée ont des directions structurales nord qui diffèrent de l'orientation nord-ouest des structures ultérieures du Jurassique moyen (Souther, 1971). Plus au sud, dans les monts Oweegee, des strates du Trias supérieur reposent en disconformité sur des roches du Permien (Monger, 1977b), et près de Terrace, des strates du Jurassique inférieur reposent apparemment en disconformité à la fois sur des roches du Permien et du Trias supérieur. Du côté est du bassin de Bowser, dans la région du ruisseau McConnell, les roches du Permien inférieur du Groupe d'Asitka sont recouvertes en disconformité par une argilite et un siltstone du Trias supérieur, qui constituent la partie basale occidentale du Groupe de Takla (fig. 8-73).

Assemblages du Mésozoïque inférieur: strates du Trias

Les assemblages du Mésozoïque inférieur de la Stikinie comprennent les strates volcanogènes du Trias des groupes de Takla occidental, de Stuhini et de Lewes River, les roches volcaniques et sédimentaires du Jurassique inférieur et moyen du Groupe de Hazelton, et le faciès de Takwahoni du Groupe de Laberge, ainsi que des roches plutoniques comagmatiques.

Les roches du Trias supérieur s'étendent sans interruption dans l'est et l'ouest de la Stikinie. Typiquement, elles comprennent des roches volcaniques mafiques à felsiques, surtout des roches volcanoclastiques, mais aussi des roches effusives et des sédiments associés. Dans l'est de la Stikinie, dans la région du ruisseau McConnell, le Groupe de Takla occidental (Carnien supérieur-Norien inférieur) se compose à sa base de siltstone et d'argilite recouverts d'environ 3 000 m de basalte et trachybasalte porphyriques à augite, en coussins et massifs, faisant progressivement place vers le haut à des coulées subaériennes de composition similaire. Ces coulées passent latéralement à des roches volcanoclastiques fines à grossières, avec lesquelles elles sont parfois interdigitées; distalement, des argilites sont intercalées dans les volcanoclastites. Ces roches sont surmontées par des volcanoclastites andésitiques, subaquatiques à subaériennes, et des mudstones (fig. 8-74; Monger, 1977a). Les volcanites présentent un caractère transitionnel entre les basaltes et andésites alcalins et subalcalins, et rappellent les roches volcaniques de la partie orientale du Groupe de Nicola dans la Quesnellie. Comme dans la Quesnellie, les roches

Figure 8-73. Disconformité entre les roches volcaniques et le chert du Groupe d'Asitka (Permien inférieur) et l'argilite et le siltstone du Groupe de Takla (Trias supérieur), du côté est de la Stikinie, dans la région du ruisseau McConnell, dans le centre nord de la Colombie-Britannique. (Photo: J.W.H. Monger). GSC 205235-Q.

du Trias supérieur contiennent de nombreux gîtes et indices de cuivre. La séquence est surmontée en disconformité par des strates volcanogènes du Jurassique inférieur du Groupe de Hazelton.

Près de la rivière Stikine, au nord du bassin de Bowser, des sédiments mésozoïques basaux du Trias précoce et du Trias moyen surmontent en discordance des roches du Carbonifère et du Permien. La succession sédimentaire, qui atteint parfois 250 m d'épaisseur, comprend un siltstone, un grauwacke, un conglomérat à cailloux et un shale. Un granoclassement est nettement visible, et les roches sont probablement des turbidites. Dans les sédiments, sont intercalées des roches volcaniques porphyriques à augite qui sont surmontées par un mince membre sédimentaire. La partie supérieure de la séquence, datée du Trias tardif, a au moins 1 000 m d'épaisseur et contient une unité inférieure de porphyre à augite, une unité intermédiaire de porphyre à gros cristaux de plagioclase, et une unité supérieure de porphyre feldspathique, de brèche et d'agglomérat présentant une couleur marron en surface altérée. Dans la succession volcanique, une masse de pyroxénite a été datée par la méthode K/Ar d'environ 230 Ma. Le conglomérat à la base de la succession volcanique contient localement des blocs du pluton sous-jacent de Cake Hill, une monzodiorite datée par la méthode K/Ar de 220-230 Ma (Anderson, 1983).

Dans le nord-ouest de la Stikinie, près de la rivière Taku, un siltstone et une argilite similaires, du Carnien supérieur et du Norien inférieur, sont interstratifiés avec un basalte en coussins, le tout constituant une séquence d'environ 1 500 m d'épaisseur. Celle-ci est recouverte, peut-être en discordance, par des brèches andésitiques et dacitiques pouvant atteindre 1 000 m d'épaisseur et par un calcaire sommital massif, daté du Norien tardif (Souther, 1971; Monger, 1980). Dans sa partie la plus récente, la séquence est peut-être corrélative de la Formation de Kutcho, formation volcano-sédimentaire foliée du terrane de Cache Creek (fig. 8-75, Thorstad et Gabrielse, 1986). Ces roches sont surmontées en disconformité par le conglomérat du Pliensbachien supérieur de la Formation de Takwahoni, qui fait partie du Groupe de Laberge.

Au nord, dans le sud-ouest du Yukon, le Groupe de Lewes River atteint parfois 3 000 m d'épaisseur. Du côté est du Domaine côtier, il se compose de volcanoclastites grossières de composition andésitique, de conglomérat et localement de coulées de porphyre à augite, mais passe progressivement vers l'est à un grès volcanique, à un grauwacke et à une argilite, et parfois à des masses récifales proéminentes contenant des fossiles du Carnien et du Norien. À l'ouest, le Groupe de Lewes River est recouvert en disconformité par un conglomérat du Jurassique inférieur appartenant au Groupe de Laberge. Vers l'est, le contact entre les deux groupes est apparemment progressif (Wheeler, 1961; Reid et Tempelman-Kluit, 1987).

Assemblages du Mésozoïque inférieur: strates du Jurassique

Les roches du Jurassique inférieur et de la partie inférieure du Jurassique moyen (du Sinémurien précoce au Bajocien précoce) renferment typiquement, dans la Stikinie, des produits d'un volcanisme du même âge (assemblages de Hazelton et de Takwahoni; fig. 8-75 à 8-80). Les roches volcaniques sont typiquement des roches pyroclastiques calco-alcalines déposées à la fois dans des milieux marins et non marins, fréquemment sous forme de brèches volcaniques grossièrement stratifiées, de tufs grossiers mal triés, de tufs de retombées bien stratifiés, de tufs remaniés et de sédiments tufacés. Les roches effusives sont souvent d'importance secondaire, mais peuvent être localement prédominantes. Elles comprennent des coulées et des dômes rhyolitiques, des basaltes vésiculaires mineurs et des coulées andésitiques. Les roches volcaniques, à moins qu'elles ne soient altérées par le métamorphisme ou des intrusions, présentent généralement des teintes de rouge, vert, mauve crème ou gris. L'altération zéolitique est fréquente, mais semble concentrée autour des centres volcaniques.

Des roches sédimentaires et des roches volcanoclastiques, qui ont probablement une importance secondaire en terme de volume, mais qui peuvent localement représenter la majeure partie de l'intervalle du Sinémurien au Bajocien, sont interstratifiées avec les roches volcaniques. Les conglomérats, shales, siltstones et siltstones tufacés, les sédiments les plus communs, s'agencent de différentes façons en fonction de leur provenance et des conditions qui ont régné dans le bassin sédimentaire. Des grauwackes accompagnés secondairement de grès prédominent dans quelques secteurs. Les calcaires sont rares, n'existant que sous forme de minces lentilles et couches dans les séquences de shale, ou de lentilles bioclastiques dans les empilements volcaniques. Aucune unité de calcaire massif n'a été trouvée.

Les roches jurassiques définissent des éléments tectoniques et des milieux sédimentaires particuliers (fig. 2-5). Du nord au sud, on distingue a) la cuvette de Whitehorse, formée principalement dans le terrane de Cache Creek, mais également sur les bordures de la Stikinie et de la Quesnellie, et se prolongeant par le sud du Yukon jusqu'au nord de la Colombie-Britannique, à environ 58°N, b) diverses zones volcaniques situées entre 58°N et 56°N le long des marges nord-ouest, nord et nord-est du bassin de Bowser plus récent, et c) la région type de la succession volcanique du Groupe de Hazelton, entre 56°N et 53°N. L'extrémité sud de la Stikinie est très mal connue, en raison de la vaste couverture rocheuse du Tertiaire, mais elle renferme présumément des roches volcaniques et sédimentaires du Jurassique. Les arches de Stikine et Skeena, avec des complexes intrusifs associés et des plutons de moindre dimension, ont influencé l'évolution tectonique et sédimentaire du Jurassique. La cuvette de Whitehorse se trouve au nord-ouest de l'arche de Stikine. Transversalement aux deux arches, et entre les deux, existait un bassin de shale, précurseur du bassin de Bowser plus récent. Tous les bassins, toutes les arches et toutes les zones volcaniques sont probablement interreliés, puisqu'ils font tous partie d'un terrane complexe d'arc insulaire. Toutefois, il ne semble pas qu'il y ait de continuité stratigraphique entre ces éléments, qui ont peut-être été tectoniquement déplacés durant ou après leur formation.

La Formation de Takwahoni est principalement un faciès proximal de provenance sud-ouest qui s'est déposé sur la Stikinie et qui en est également dérivé; la Formation d'Inklin est à la fois un faciès proximal dérivé du nord-est et de l'est (en partie de la Quesnellie) et un faciès distal ayant son origine au sud-ouest, déposé à la fois sur le terrane de Cache Creek et la Stikinie. Ces deux formation sont des composantes du Groupe de Laberge.

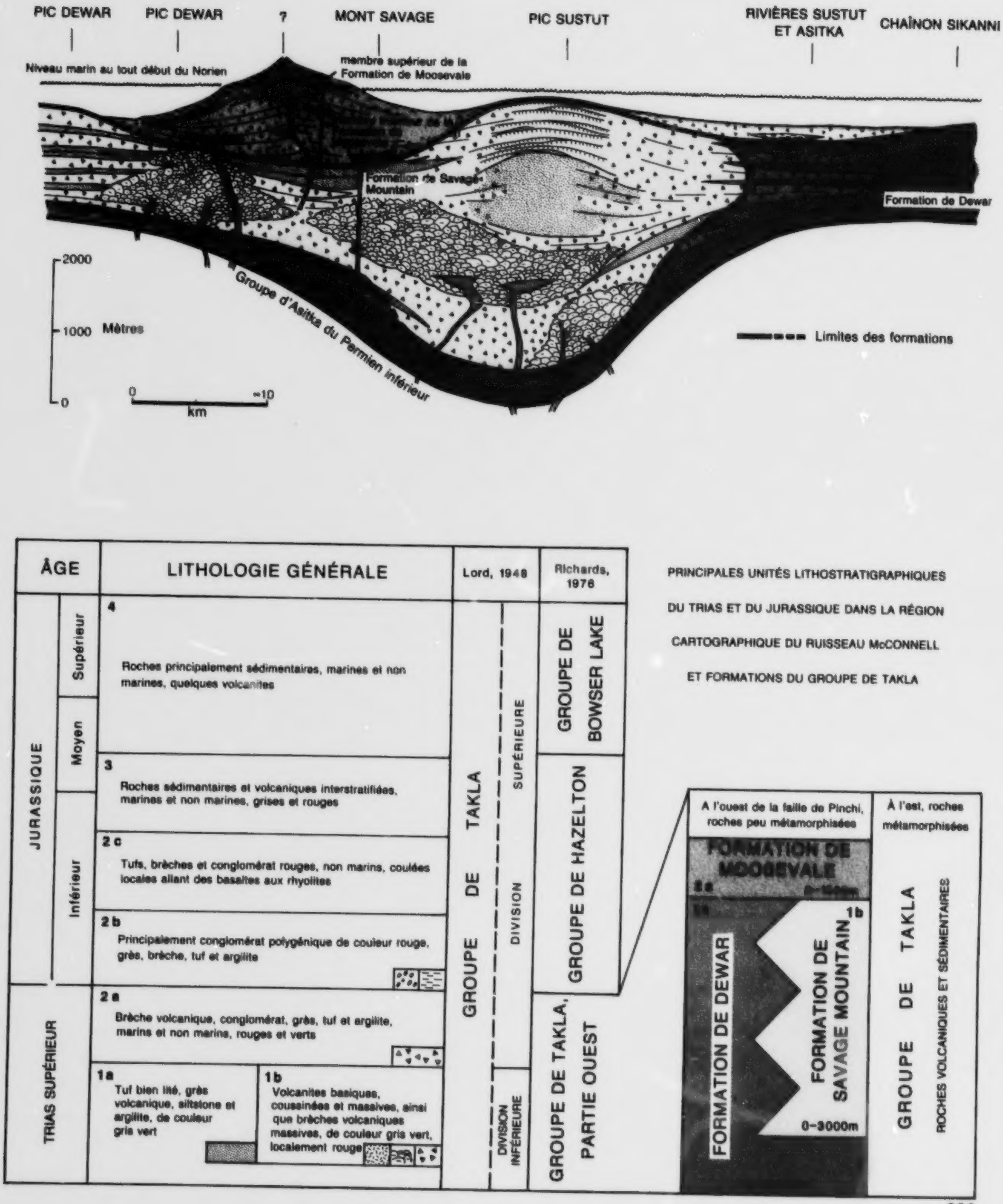


Figure 8-74. Relations stratigraphiques de la partie ouest du Groupe de Takla (Trias supérieur) dans la région cartographique du ruisseau McConnell (d'après Monger, 1977a).

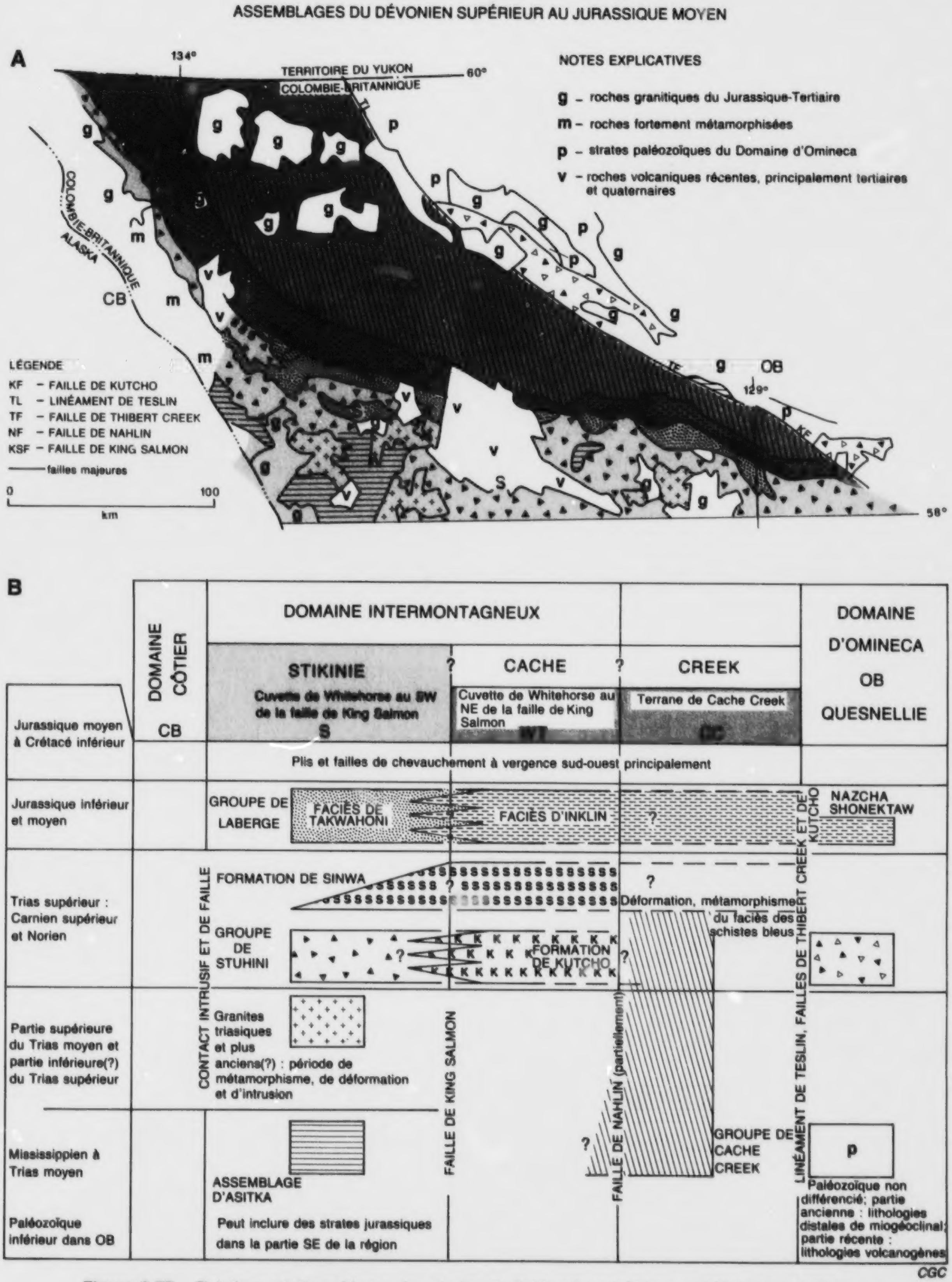


Figure 8-75. Relations stratigraphiques des strates du Paléozoïque inférieur au Mésozoïque inférieur, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique et dans le centre sud du Yukon. Les strates des faciès proximaux du Jurassique ont clairement comme source la Stikinie; les strates des faciès distaux du Jurassique reposent peut-être sur le terrane de Cache Creek.

La Formation de Takwahoni (fig. 8-78, 8-79, 8-80) se compose de plusieurs kilomètres de conglomérat grossier à cailloux ou galets, de grauwacke, de siltstone et de shale interstratifiés, accompagnés de rares coulées et de tufs de retombées. La formation remonte au Pliensbachien tardif-Bajocien précoce et recouvre principalement des roches volcaniques du Trias supérieur. Les conglomérats, qui sont particulièrement grossiers et épais à l'ouest et au sud-ouest, contiennent en abondance des clastes volcaniques et plutoniques (fig. 8-81) dont certains ont plus d'un mètre de diamètre. La région source des sédiments est une portion soulevée de la Stikinie coïncidant avec l'arche de Stikine et la région située à cheval sur la limite entre le Domaine côtier et le Domaine intermontagneux (fig. 8-78; 2-4). Dans ces régions, des arcs insulaires du Trias supérieur au Jurassique inférieur existent au sud-ouest et à l'ouest de la cuvette de Whitehorse. Il est possible d'associer la lithologie des clastes granitiques à celle des suites granitiques de Stikine et de Klotassin, qui pourraient avoir constitué les racines des arcs.

La Formation d'Inklin peut atteindre 3 km d'épaisseur et se compose surtout de grauwacke turbiditique massif, de shale et de siltstone interstratifiés (fig. 8-76, à 8-79). Contrairement à la Formation de Takwahoni, qui a un caractère plus massif, la Formation d'Inklin est généralement très foliée, en particulier dans ses affleurements sud-est. Localement, les conglomérats contiennent en abondance des clastes de calcaire produits par l'érosion du calcaire de Sinwa (Trias supérieur), ainsi que des clastes de porphyre quartzique provenant de la Formation de Kutcho (Trias supérieur), les deux unités étant situées dans le terrane de Cache Creek (Thorstad et Gabrielse, 1986). L'âge des strates s'échelonne de l'Hettangien? au

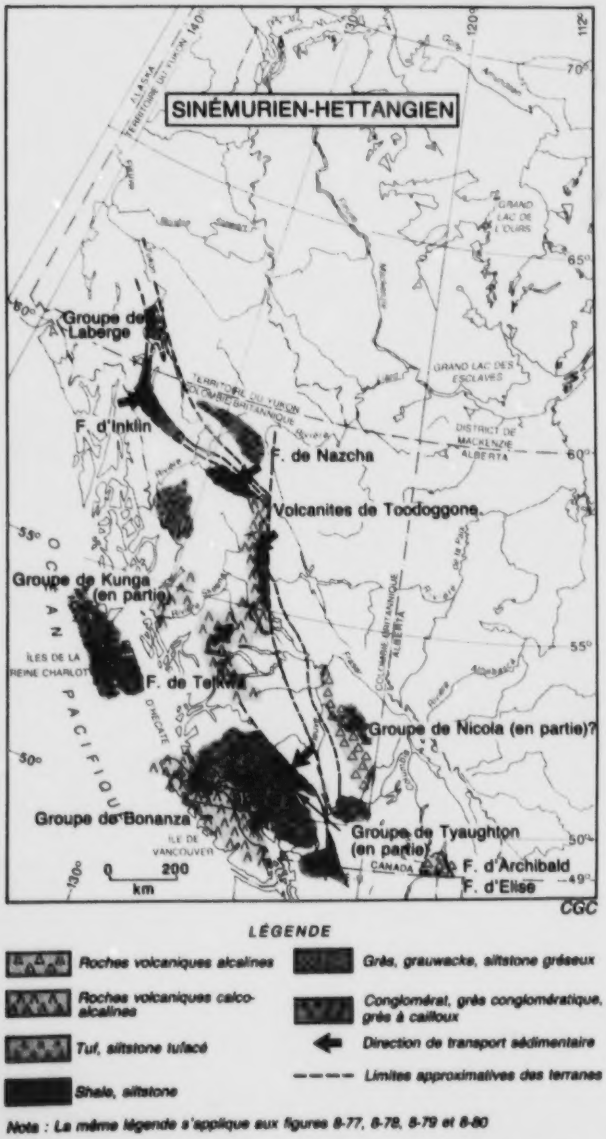


Figure 8-76. Distribution, lithologie et nomenclature des roches du Sinémurien et de l'Hettangien.

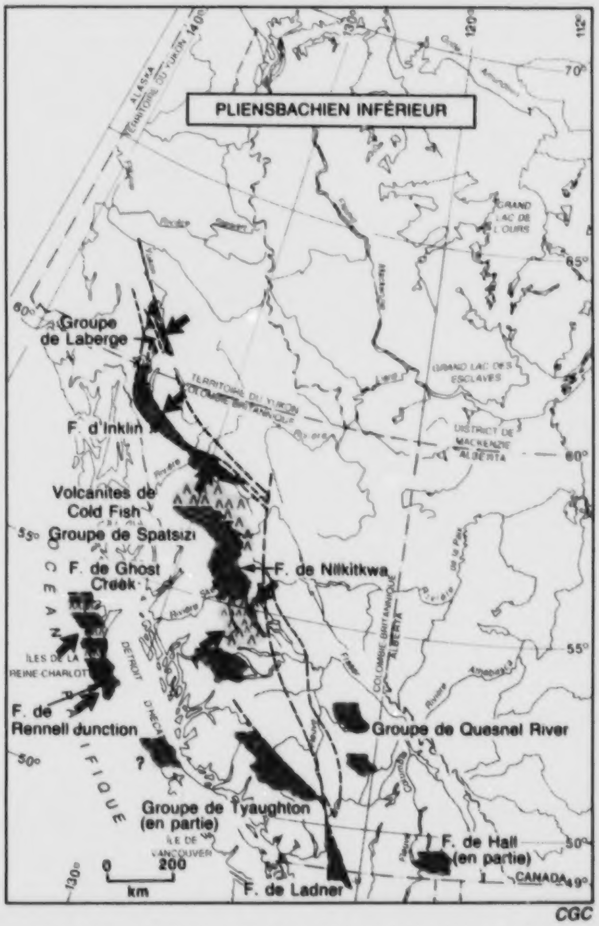
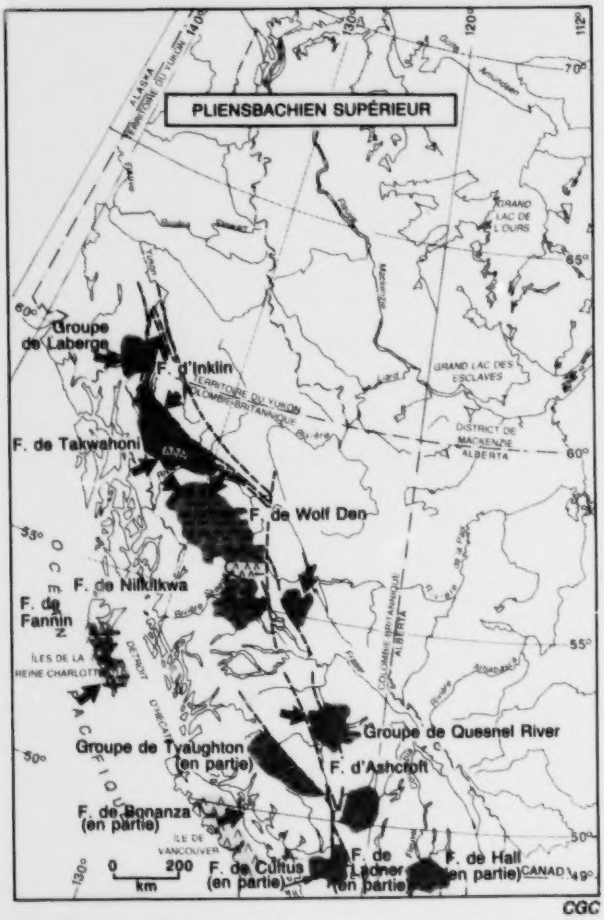
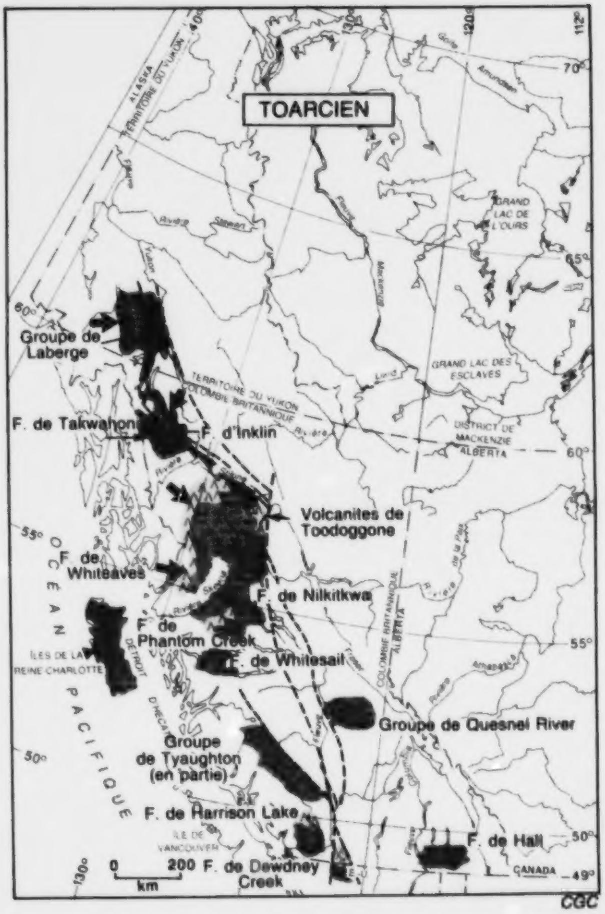


Figure 8-77. Distribution, lithologie et nomenclature des roches du Pliensbachien inférieur. La légende accompagne la figure 8-76.



CGC

Figure 8-78. Distribution, lithologie et nomenclature des roches du Pliensbachien supérieur. La légende accompagne la figure 8-76.



CGC

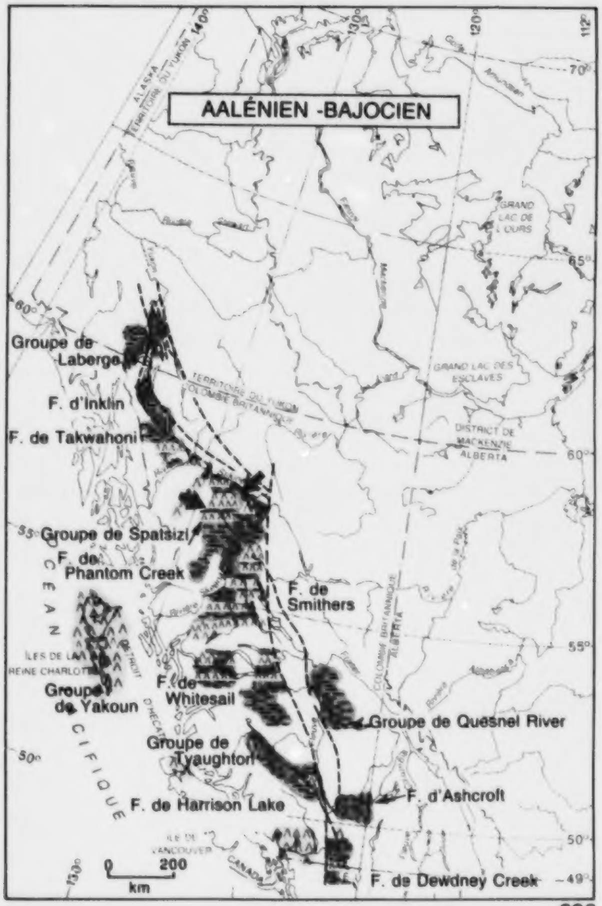
Figure 8-79. Distribution, lithologie et nomenclature des roches du Toarcien. La légende accompagne la figure 8-76.

Pliensbachien dans ses affleurements sud-ouest, et de l'Hettangien au Bajocien précoce au nord-est. Bien que la formation ait été interprétée comme représentant un cône sous-marin progradant vers le nord-est (Bultman, 1979) et aussi comme un équivalent distal de la Formation de Takwahoni (Souther, 1971), il est maintenant démontré que dans les régions d'Atlin et de Whitehorse, la majeure partie de la Formation d'Inklin est plus ancienne que la Formation de Takwahoni. En outre, la Formation d'Inklin devient apparemment plus grossière vers le nord-est de la cuvette de Whitehorse; les sédiments pourraient donc provenir de la Quesnellie. Certaines roches volcaniques, comme la dacite de Nordenskiold au Yukon et les roches volcaniques corrélatives situées dans la région d'Atlin, dans le nord de la Colombie-Britannique, sont intercalées dans des sédiments du Pliensbachien inférieur et des sédiments plus récents.

Les formations d'Inklin et de Takwahoni sont partout séparées par des failles, surtout le long de la faille de King Salmon, et il est probable qu'un raccourcissement considérable s'est produit à travers la cuvette de Whitehorse.

Les séquences du Jurassique inférieur et moyen, qui sont principalement constituées des roches volcaniques du Groupe de Hazelton, affleurent généralement le long de l'arche de Skeena et à proximité (fig. 2-5). Des roches corrélatives, également attribuées au Groupe de Hazelton, apparaissent autour des marges ouest, nord et est du bassin de Bowser. Sauf le long de l'arche de Skeena, où les rares données chimiques suggèrent une subduction vers l'est sous un arc insulaire (Tipper et Richards, 1976), il existe peu d'information sur le milieu tectonique des divers centres volcaniques et sur les relations entre ceux-ci. Il est évident, d'après les données biostratigraphiques et les données fournies par les datations radiométriques, et d'après la distribution des roches volcaniques autour du bassin de Bowser, que le groupe ne peut représenter un seul arc insulaire simple dans sa forme actuelle.

Le Groupe de Hazelton, qui s'étend aux environs et sur les flancs de l'arche de Skeena, a été subdivisé en quatre formations présentant un grand nombre de faciès et de membres. L'unité volcanique la plus étendue et la plus visible est la Formation de Telkwa du Sinémurien



CGC

Figure 8-80. Distribution, lithologie et nomenclature des roches de l'Aalénien et du Bajocien. La légende accompagne la figure 8-76.

Figure 8-81. Conglomérat de la Formation de Takwahoni, dans la cuvette de Whitehorse au sud-ouest de Whitehorse, au Yukon. (Photo: J.O. Wheeler). GSC 205235-X.

(fig. 8-76; planche 20), qui s'est déposée en discordance sur des roches triasiques; sa base est marquée par un conglomérat polymicte grossier contenant des clastes de roches volcaniques, de calcaire du Permien et localement de granitoïdes. Typiquement, la Formation de Telkwa se compose de roches pyroclastiques et de coulées rouges, marron, violettes, grises et vertes, d'origine marine et non marine. Une altération zéolitique est répandue aux pourtours des plutons contemporains des volcanites; elle témoigne peut-être de l'existence d'anciens systèmes hydrothermaux dont l'activité a été contemporaine du volcanisme. Son épaisseur varie grandement, mais dépasse 400 m, en particulier au sud-ouest de Smithers. Toutefois, des roches de même lithologie, présentes dans la région de Terrace, sont d'âge triasique.

La Formation de Nilkitkwa comprend jusqu'à 1 000 m de couches interstratifiées composées de shale, grauwacke, tufs et brèches andésitiques à rhyolitiques, et d'un peu de calcaire; principalement marine, elle s'échelonne du Pliensbachien précoce au Toarcien moyen (fig. 8-77, 8-78, 8-79). Ses coulées basaltiques et ses hyaloclastites locales distinctives ont été suivies vers le nord, jusqu'à l'endroit où les roches de cet âge sont entièrement composées d'un shale qui disparaît sous des strates plus jeunes du Groupe de Bowser Lake. La formation occupe la partie orientale de la Stikinie entre 56°N et 53°N, mais elle pourrait être plus mince ou dissimulée ailleurs au sud.

La Formation de Smithers (fig. 8-80) de 500 à 800 m d'épaisseur, est une succession gris clair à brune, gris verdâtre à gris terne, constituée de grauwacke, de siltstone, de shale tufacé, de brèche volcanique et d'un rare conglomérat à cailloux de roches volcaniques. Les sédiments sont généralement immatures et mal triés. La formation occupe une vaste étendue au nord et au sud de l'arche de Skeena. Du côté est du bassin de Bowser, elle contient des membres de shale, silt et grès. La formation a un âge variable, mais dans la plupart des secteurs, elle date du Bajocien précoce; dans quelques régions, les membres les plus argileux pourraient remonter au Toarcien moyen, voire même au Bajocien tardif.

Au sud de l'arche de Skeena, dans la région du lac Whitesail (fig 8-80), la Formation de Whitesail s'échelonne du Toarcien terminal à l'Aalénien. Dans sa région type, la formation se compose de 600 m de tufs et brèches rhyolitiques, de shale, de shale tufacé et de siltstone dans lesquels a été récoltée une abondante faune marine. Dans les régions de Smithers et de Terrace, les dômes et dykes rhyolitiques ont été corrélés par datation radiométrique. Également, au sud de l'arche de Skeena et jusqu'à l'extrémité sud de la Stikinie, se trouve une région de relief modéré à faible, où des strates volcaniques et sédimentaires crétacées et plus jeunes couvrent les strates jurassiques. La courte colonne stratigraphique renferme des strates du Bajocien moyen, comme la Formation de Smithers, des strates du Pliensbachien, comme la Formation de Nilkitkwa, et des brèches volcaniques grossières semblables à la Formation de Telkwa. Des roches sédimentaires d'âge indéterminé pourraient appartenir au Jurassique ou au Crétacé.

Les volcanites de Toodoggone, du côté nord-est du bassin de Sustut (fig. 8-76, 8-79), forment une succession de roches principalement pyroclastiques, subaériennes, intermédiaires, calco-alcalines à alcalines, pouvant

atteindre 700 m d'épaisseur et datant du Jurassique précoce. Les roches volcaniques recouvrent en discordance des roches volcaniques du Trias supérieur et sont surmontées en discordance par des sédiments du Groupe de Sustut. Les roches typiques sont en particulier des coulées de cendres et des tufs de retombées lithiques à cristaux contenant des phénocristaux de quartz, de biotite, de hornblende et de plagioclase (Diakow, 1984). Des coulées de trachyandésite avec phénocristaux de feldspath potassique forment un membre distinctif de grande étendue. Les âges radiométriques des roches volcaniques et des plutons apparentés s'échelonnent de 179 à 207 Ma (Panteleyev, 1984; Diakow, 1985; Gabrielse et al., 1980), et un net groupement d'âges s'observe autour de la valeur de 200 Ma. Par conséquent, les volcanites de Toodoggone pourraient être en partie corrélatives de la Formation de Telkwa dans la région type de Hazelton. L'obtention d'âges radiométriques plus jeunes et l'étude des collections d'ammonites indiquent que certaines roches pourraient remonter à peine au Toarcien.

Les volcanites de Toodoggone abritent des filons épithermaux de quartz (améthyste) contenant de l'or et de l'argent. Des zones d'altération spectaculaires contenant de l'alunite ont été reliées aux systèmes hydrothermaux peu profonds du Jurassique précoce.

Les volcanites de Cold Fish, situées du côté sud-ouest du bassin de Sustut (fig. 8-77) et datant principalement du Pliensbachien précoce, comprennent plus de 700 m de laves et tufs felsiques à mafiques, subaériens à subaquatiques, interstratifiés avec un peu de shale et de calcaire. Les roches volcaniques présentent une composition caractéristique d'un milieu d'arc insulaire, à distribution bimodale, avec une rhyolite (surtout tholéiitique) et des volcanites de composition variant du basalte à la trachyte (suite transitionnelle, tholéiitique à alcaline; D.J. Thorkelson, communication personnelle, 1987).

Le long de l'arche de Stikine, apparaissent des roches volcaniques du Toarcien et du Bajocien, mais leurs relations avec les volcanites de Cold Fish sont inconnues. Les sédiments du Toarcien, comprenant un conglomérat, un grauwacke, un grès, un siltstone et un peu de calcaire, et pouvant atteindre 400 m d'épaisseur, sont surmontés par des brèches et coulées volcaniques. Ils reposent en discordance sur des roches du Pliensbachien, du Sinémurien(?) et du Trias supérieur, notamment sur des roches granitiques occupant le flanc septentrional du batholite de Hotailuh dans l'arche de Stikine.

Localement, les roches volcaniques sont recouvertes par des coulées, brèches et tufs d'âge aalénien(?) et bajocien, souvent dans des centres distincts les uns des autres. Au nord de la rivière Stikine et à l'est du batholite de Hotailuh, des roches volcaniques du Bajocien sont intercalées dans une séquence de conglomérat à cailloux de chert, de grès et de siltstone qui pourrait représenter un faciès proximal du Groupe de Bowser Lake. Au sud de l'arche de Stikine, les roches volcaniques passent à des sédiments tufacés et finalement au shale et au siltstone du Groupe de Spatsizi (fig. 8-77, 8-80, 8-82; Thomson et al., 1986). Plusieurs gisements de cuivre porphyriques sont contenus dans des roches volcaniques d'âge probablement bajocien le long de la marge nord-ouest du bassin de Bowser.

Des roches volcaniques et sédimentaires datées du Jurassique précoce au Jurassique moyen occupent de grandes étendues du côté ouest du bassin de Bowser. Dans la région de la rivière Iskut, un conglomérat du Jurassique inférieur contenant des blocs et cailloux de roches granitiques et volcaniques repose en discordance sur les roches volcaniques du Trias supérieur appartenant au Groupe de Stuhini (Souther, 1972). La succession du Jurassique inférieur comprend plus de 1 000 m de siltstone et de grès tufacés interstratifiés avec des roches volcanoclastiques de composition basaltique-andésitique. Des fossiles révèlent la présence de l'Hettangien, du Pliensbachien supérieur et du Toarcien supérieur.

Environ 1 000 m de shale noir accompagné d'un peu de grès et de grès à granules du Toarcien tardif au Bajocien moyen séparent les roches du Jurassique inférieur de la séquence sus-jacente. Cette dernière peut atteindre 2 000 m d'épaisseur et se compose de laves coussinées et massives du Bajocien(?), de composition basaltique à andésitique, ainsi que de dykes et de filons-couches apparentés. Cette unité passe latéralement à des séquences de brèche tufacée, de tuf, de grès et conglomérat volcaniques qui sont surmontées, possiblement en concordance, par le conglomérat à cailloux de chert du Groupe de Bowser Lake.

Plus au sud, dans la région de Stewart, une unité hétérogène composée de coulées, de tufs et de roches volcanoclastiques intermédiaires à felsiques du Jurassique inférieur (Pliensbachien?), jugée importante pour ses gisements de métaux précieux, recouvre des roches volcaniques du Trias supérieur (Norien) (R.G. Anderson, communication personnelle, 1986). Les roches volcaniques peuvent localement atteindre 1 000 m d'épaisseur, mais deviennent beaucoup plus minces en s'éloignant des centres volcaniques (Alldrick, 1985). Au-dessus des roches volcaniques, se trouve une unité caractéristique composée de calcaire gréseux fossilifère de couleur chamois, de 1 à 3 m d'épaisseur, qui contient une faune prolifique du Toarcien. La formation sommitale de la succession du Jurassique inférieur-moyen est une unité repère étendue composée de couches alternées de shale, de tuf soudé et de radiolarite du Bajocien. Cette formation est probablement corrélative des strates similaires du sommet de la succession du Jurassique inférieur-moyen qui forment des boutonnières dans la partie nord et le long de la marge orientale du bassin de Bowser. Les strates sus-jacentes sont des shales bathoniens du Groupe de Bowser Lake.

Dans plusieurs petites boutonnières situées dans le nord du bassin de Bowser et ici et là le long de sa marge orientale, la stratigraphie suggère que la majeure partie du bassin pourrait contenir des roches clastiques fines du Jurassique précoce et du Jurassique moyen. Des roches volcaniques du Pliensbachien inférieur appartenant à la Formation de Nilkitkwa passent progressivement à un shale au nord-ouest de l'arche de Skeena. Les roches volcaniques du Toarcien passent au sud, sur le flanc méridional de l'arche de Stikine, à un faciès de roches clastiques à grain fin; dans la partie occidentale du bassin, entre 56°N et 57°N, aucune roche volcanique n'existe dans la succession du Jurassique inférieur, qui a 700 m d'épaisseur, se compose de conglomérat, grès et grès à cailloux de roches volcaniques, et recouvre en discordance des roches du Trias supérieur (Monger, 1977c).

Dans de nombreuses localités aux alentours du bassin de Bowser, la base du Groupe de Hazelton et des roches apparentées est caractérisée par un conglomérat polymicte

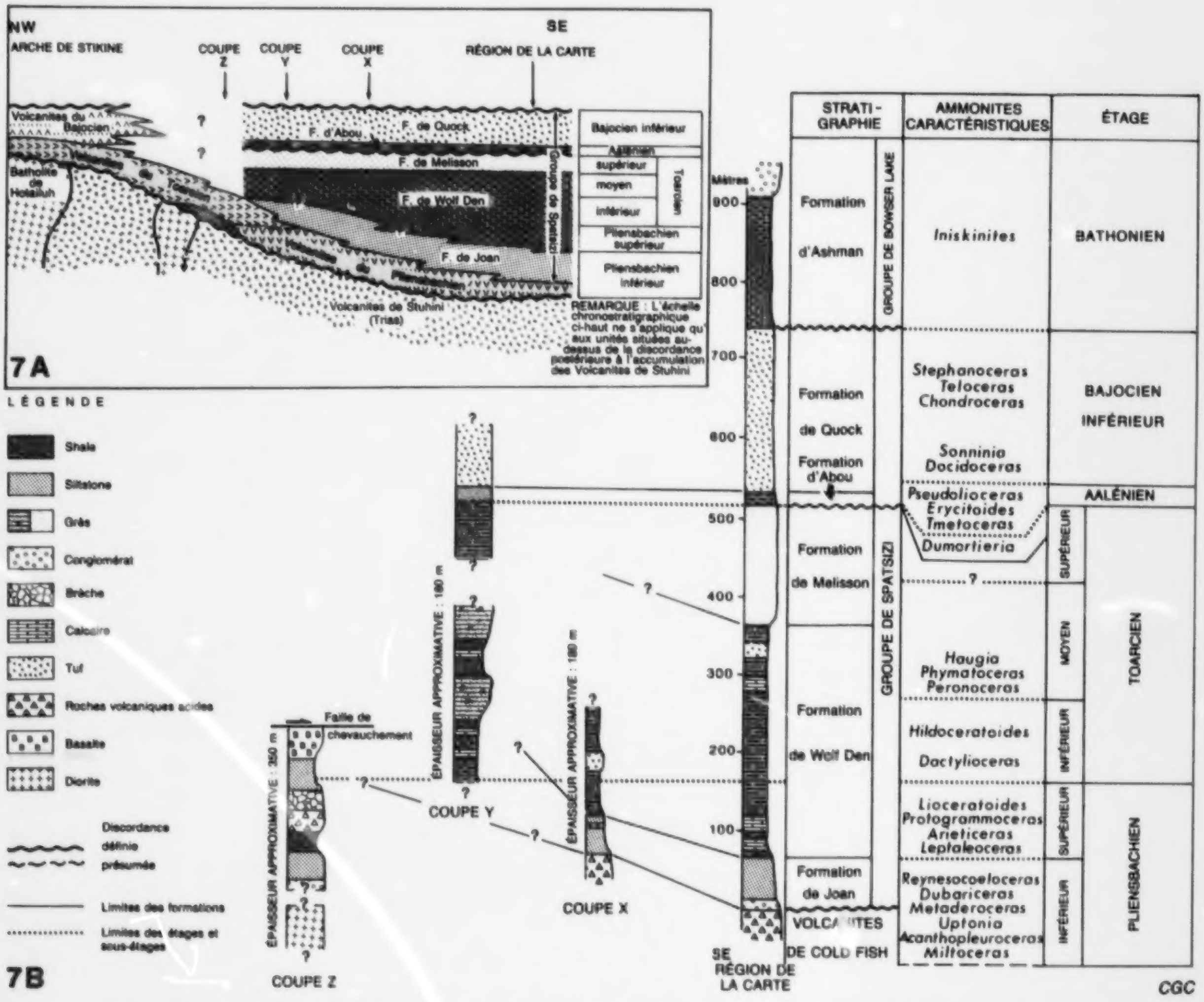


Figure 8-82. Relations stratigraphiques des strates jurassiques le long de l'arche de Stikine et dans le nord du bassin de Bowser.

contenant des clastes de roches volcaniques du Trias supérieur, de calcaire du Permien et de granitoïdes d'âge généralement indéfini mais appartenant probablement au Trias tardif. Ces conglomérats, qui peuvent atteindre 400 m d'épaisseur, représentent un épisode tectonique majeur qui remonte au Jurassique initial.

Les relations entre la Stikinie, le terrane de Cache Creek et la Quesnellie: réunion des terranes menant à la constitution du superterrane intermontagneux

Le terrane de Cache Creek avait été chevauché vers le sud-ouest sur les marges est et nord de la Stikinie dès la fin du Jurassique moyen (Bajocien). Les sédiments clastiques du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur situés dans le bassin de Bowser contiennent en abondance des débris provenant du terrane de Cache Creek, en particulier quelques cailloux calcaires renfermant les fusulinidés caractéristiques appartenant à la famille des verbeekinidés, et un chert renfermant des radiolaires du Trias tardif (Norien). Dans le sud de la Colombie-Britannique, le terrane de Cache Creek a été charrié vers l'est sur la Quesnellie au Jurassique tardif.

Les liens antérieurs sont moins faciles à préciser, mais il est possible que les trois terranes se soient réunis dès le Jurassique précoce. Dans le nord de la Colombie-Britannique, le secteur nord-est du sous-terrane de French Range, qui fait partie du terrane de Cache Creek, contient localement un chert du Norien interstratifié avec un grauwacke qui renferme d'abondants débris de hornblende (Monger, 1969). La source des roches clastiques n'est pas connue, mais celles-ci ont une composition semblable à celle des grès du même âge appartenant au Groupe de Lewes River dans la cuvette de Whitehorse (Wheeler, 1961).

La Formation d'Inklin du Jurassique inférieur, qui repose sur l'Assemblage de Cache Creek, est en partie dérivée d'une source sédimentaire située au nord-est, sans doute dans la Quesnellie. Dans la région de Whitehorse, la Formation d'Inklin et la Formation de Takwahoni, partiellement corrélative, dont les sédiments sont issus de la Stikinie, semblent interdigitées. Si tel est le cas, la Stikinie, le terrane de Cache Creek et la Quesnellie devaient être au moins partiellement réunis au Pliensbachien précoce.

Dans le sud de la Colombie-Britannique, le terrane de Cache Creek et la Quesnellie sont partiellement recouverts par le Groupe de Spences Bridge (partie supérieure du Crétacé inférieur) (Monger et McMillan, 1984). Travers (1978, 1982) a avancé l'hypothèse selon laquelle le terrane de Cache Creek aurait été charrié vers l'est sur la Quesnellie, probablement pendant l'intervalle du Jurassique moyen au Jurassique tardif, mais il est également possible que le charriage ait eu lieu au Crétacé précoce. Il existe à la fois dans le terrane de Cache Creek et dans la Quesnellie des plutons granitiques qui se sont formés entre le Trias terminal et le Jurassique initial. Près de la localité de Cache Creek, le terrane de Cache Creek et la Quesnellie sont localement séparés par la faille de Bonaparte, faille fortement inclinée qui date peut-être du Crétacé ou du Tertiaire. À l'est de cette faille, apparaissent des roches volcanoclastiques renversées, bien stratifiées, appartenant au Groupe de Nicola du Norien inférieur. Localement, elles contiennent une brèche composée de clastes de chert avec des conodontes et des radiolaires du Trias moyen, ainsi que des clastes de basalte, de carbonate et de serpentinite. Cette brèche est peut-être issue du terrane de Cache Creek. À l'ouest de la faille, un chert et une argilite intensément déformés et perturbés, datant au moins partiellement du Trias tardif et attribués à la zone orientale de mélange de Cache Creek, contiennent une variété de blocs dont la lithologie correspond en majeure partie à celle du Groupe de Cache Creek. Quelques blocs d'ignimbrite et de tuf à lapilli sont typiques de la zone occidentale du Groupe de Nicola (Shannon, 1982). Cet enchevêtrement des lithologies de la Quesnellie et du terrane de Cache Creek, de même que les caractéristiques chimiques connues du Groupe de Nicola, suggèrent l'existence d'un arc à polarité ouest (N. Mortimer, communication personnelle, 1986); ils indiquent en outre que le terrane de Cache Creek aurait été subducté vers l'est sous la Quesnellie au cours du Trias tardif. Ainsi, le Groupe de Cache Creek pourrait représenter une accumulation de matériaux arrachés du plancher océanique, dont le Groupe de Nicola représenterait l'arc volcanique associé. Les débris provenant d'une crête soulevée de l'arc externe de Cache Creek se sont peut-être accumulés dans le bassin d'avant-arc de Nicola; les matériaux provenant du Groupe de Nicola ont peut-être été transportés au-delà de la crête et se sont alors déposés dans la fosse, puis ont été incorporés sous forme de blocs au prisme d'accrétion.

Roches métamorphiques et terrane de Nisling dans le Domaine côtier septentrional

Les roches métamorphiques comprises dans la marge orientale du Domaine côtier, à l'extrémité nord-ouest de la Colombie-Britannique et dans le sud-ouest du Yukon, ont été initialement désignées du nom de «terrane de Tracy Arm» (p. ex. Coney et al., 1980).

Dans le Domaine côtier à l'ouest d'Atlin, on observe, par ordre d'abondance décroissante, un schiste à quartz, feldspath et muscovite passant à un schiste à quartz et biotite, un marbre, un gneiss à quartz et hornblende et une amphibolite à hornblende (Werner, 1978). Il semble que le métamorphisme soit antérieur au Trias tardif, puiqu'une intrusion granodioritique recoupant des roches métamorphiques a été datée par la méthode Rb/Sr d'environ 235 Ma. Des datations radiométriques préliminaires basées sur l'étude des isotopes du strontium indiquent que le protolite aurait un âge d'environ 900 Ma (L.J. Werner et R.L. Armstrong, communication personnelle, 1979). Une brèche porphyrique à augite, lithologiquement semblable aux roches volcaniques du Trias supérieur de la Stikinie, semble recouvrir stratigraphiquement les roches métamorphiques, et des dykes de porphyre à augite recoupent celles-ci. Il est possible que les roches métamorphiques constituent partiellement le socle dans au moins une partie de la Stikinie. Une certaine proportion de ces roches pourrait être corrélative des roches métamorphiques du terrane de Nisling.

Terranes dans le Domaine côtier méridional

Dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, entre le superterrane intermontagneux et le superterrane insulaire, dans le Domaine côtier méridional, se trouvent six petits terranes contenant des successions stratigraphiques partiellement contemporaines, mais très différentes, les unes des autres (fig. 8-83). D'est en ouest, ce sont les terranes de Methow, de Bridge River, de Cadwallader, de Shuksan, de Chilliwack et de Harrison. Les trois premiers sont juxtaposés structuralement, et les différences stratigraphiques qu'ils présentent entre eux peuvent être interprétées comme des différences de faciès. Les terranes de Harrison et de Chilliwack pourraient en partie contenir des faciès équivalents. Tous deux sont structuralement reliés au terrane de Shuksan, et les trois terranes en question ont subi au Mésozoïque un métamorphisme caractérisé par des pressions élevées. Les terranes de Methow, de Bridge River et de Cadwallader sont largement séparés du reste du groupe par une zone de roches fortement métamorphisées, qui comprend les gneiss de Custer et Skagit et le Schiste de Settler, dont les protolites pourraient être, en particulier, des roches des terranes de Methow, de Bridge River et de Cadwallader, ainsi que des roches plutoniques et stratifiées plus anciennes, d'affinités inconnues. Les six terranes semblent avoir été stratigraphiquement ou structuralement reliés les uns aux autres depuis le Crétacé moyen approximativement, époque à laquelle ils ont été métamorphisés, puis recoupés par des intrusions granitiques. Les plutons du Crétacé moyen révèlent des paléopôles qui suggèrent qu'au Crétacé, ces roches se trouvaient à 2 400 km au sud par rapport à l'Amérique du Nord (chapitre 3). Le terrane de Methow est relié au superterrane intermontagneux depuis l'Aptien-Albien, et le terrane de Harrison est probablement relié au superterrane insulaire depuis la fin du Jurassique.

De son côté, H.W. Tipper estime que le Jurassique de la Wrangellie et les terranes de Cadwallader, de Methow, de Harrison et peut-être de Chilliwack pourraient avoir

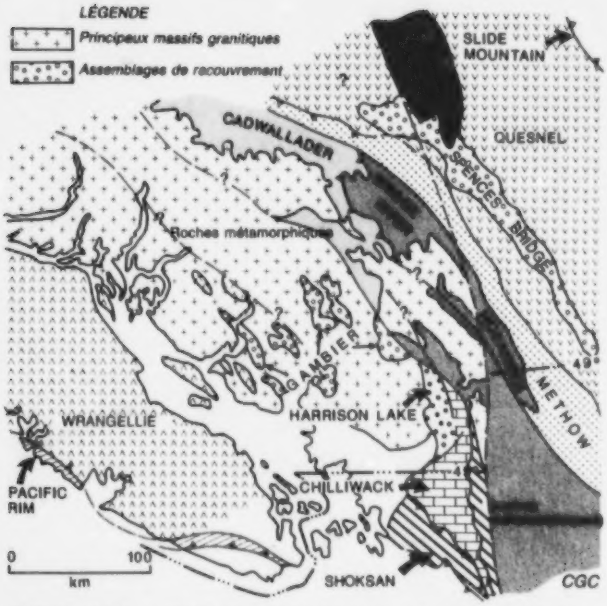


Figure 8-83. Distribution des terranes, des assemblages de recouvrement, et liens sédimentaires, plutoniques et structuraux qui existaient dans la région du Domaine côtier méridional et du nord des Cascades avant le décrochement dextre survenu le long de la zone de failles du Fraser.

fait partie d'un unique terrane de bassin couvrant l'intervalle du Jurassique inférieur à la partie inférieure du Jurassique moyen, terrane qui, si l'on en juge par sa faune, bordait la marge cratonique devant la Sonomie ou se situait à proximité de ce terrane du Nevada. Le terrane comportait sur sa marge occidentale des roches d'arc volcanique du Sinémurien et du Pliensbachien, dans son bassin central, des shales, et sur sa marge orientale, des sédiments plus grossiers. Pendant le Toarcien, sa marge occidentale a été soulevée et a produit des sédiments transportés vers l'est. Au Bajocien, il s'est formé un nouvel arc volcanique (Groupe de Yakoun et Formation de Harrison Lake?) à l'est de l'arc de Bonanza-Kunga, du Jurassique inférieur; cela s'observe nettement dans les îles de la Reine-Charlotte. Le bassin du Jurassique inférieur-moyen a été détruit par des failles de coulissage formées le long de sa marge orientale après le Bajocien précoce, et par le plutonisme ayant affecté la chaîne Côtière. Trois bassins se sont ainsi formés: la cuvette de Tyaughton-Methow sur la marge orientale, b) un bassin du Bathonien-Callovien dans les îles de la Reine-Charlotte et c) un bassin du Callovien-Oxfordien du côté ouest de l'île de Vancouver. Des mouvements le long de décrochements dextres ont donc morcelé la région en plusieurs fragments ou sous-terranes.

Terrane de Methow

Le terrane de Methow comprend un basalte triasique, recouvert stratigraphiquement par des roches sédimentaires et des roches volcaniques moins abondantes s'échelonnant du Jurassique inférieur à l'Albien (assemblages de Ladner, de Relay Mountain et de Skeena). Le terrane est séparé du superterrane intermontagneux à l'est par les failles de Pasayten et de Hungry Valley, et du terrane de Bridge River à l'ouest par la faille de chevauchement de Jack Mountain et les failles de Hozameen et de Yalakom.

Les roches les plus anciennes identifiées appartiennent au Groupe de Spider Peak, qui se compose de basalte en coussins du Trias(?), dont la composition est celle d'un basalte de dorsale médio-océanique (Anderson, 1976; Ray, 1986). Des conodontes du Trias ont été récoltés dans une brèche intercoussins au sommet de la formation. Le Groupe de Spider Peak est surmontée par le Groupe de Ladner du Jurassique inférieur et moyen, qui se compose surtout de fines couches d'argilite et siltstone accompagnés secondairement de grauwacke et de conglomérat près de sa base. Les clastes du conglomérat sont principalement constitués de basalte, de dacite, de calcaire et de roches granitiques. La séquence a une épaisseur comprise entre 300 et 700 m. La sédimentation a probablement eu lieu en eau profonde, et les plis synsédimentaires indiquent l'existence d'un paléotalus à pendage ouest (Coates, 1974). Dans le terrane de Methow, les strates du Jurassique inférieur et moyen se sont probablement déposées sur une croûte océanique, et des centres volcaniques auraient été la source d'une grande partie des débris.

Terrane de Bridge River

Le terrane de Bridge River contient une radiolarite, une argilite, un basalte, et localement des roches basaltiques et de petits blocs exotiques de carbonates attribués à l'Assemblage de Bridge River. Cet assemblage renferme une serpentinite et le vaste massif ultramafique de Shulaps (Leech, 1953; McTaggart et Thompson, 1967; Roddick et Hutchinson, 1973; Tennyson et al., 1982; Potter, 1983; R.A. Haugerud, communication personnelle, 1985). Les fossiles les plus communs datent du Trias tardif, mais des radiolaires du Permien et du Jurassique précoce-moyen ont été identifiés. Aucune coupe stratigraphique n'est connue parce que les roches les plus faiblement métamorphisées, au faciès à prehnite et pumpellyite, sont typiquement très fragmentées et celles des faciès plus élevés (faciès des schistes verts et faciès des amphibolites inférieur) se caractérisent par une stratification complètement transposée. Les roches basaltiques du terrane de Bridge River semblent présenter des affinités chimiques à la fois avec des basaltes d'arc insulaire et avec des basaltes tholéiitiques (Ray, 1986; Haugerud, 1985).

Le terrane de Bridge River est possiblement surmonté par le Groupe de Taylor Creek (Aptien-Albien), qui contient un conglomérat distinctif à cailloux de chert, et par des roches sédimentaires continentales du Tertiaire. Un chert, un marbre, un basalte et des roches ultramafiques métamorphisés, présents sur le flanc occidental de la zone axiale fortement métamorphisée de la chaîne des Cascades, à l'est du lac Harrison, sont lithologiquement semblables, mais leur âge est incertain.

Le terrane de Bridge River semble représenter soit un bassin océanique effondré, soit un bassin océanique marginal qui contenait des roches volcaniques apparentées à un arc. L'abondance des sédiments pélagiques suggère une sédimentation très distante de toute source terrigène. Il pourrait bien s'agir d'un faciès distal équivalent aux portions les plus anciennes du terrane de Methow, ou de la

partie triasique du terrane de Cadwallader. Une corrélation des assemblages de Bridge River et de Cache Creek n'est peut-être pas à exclure.

Terrane de Cadwallader

Les roches du terrane de Cadwallader s'échelonnent du Trias tardif au Crétacé précoce (Albien). Les strates du Trias supérieur (Norien inférieur) appartenant au Groupe de Cadwallader (Assemblage de Cadwallader) comprennent approximativement 1 300 m de basaltes en coussins, de brèches basaltiques et d'un peu de tuf à cristaux surmontés et interstratifiés d'un calcaire turbiditique distinctif, d'un conglomérat à cailloux de roches volcaniques et granitiques et d'un grès (Jeletzky et Tipper, 1967; Rusmore, 1985). Chimiquement, les basaltes semblent être plus proches des tholéiites d'arc que des basaltes de dorsale médio-océanique (M. Rusmore, communication personnelle, 1987). Ces roches semblent recouvertes, peut-être en discordance, par le Groupe de Tyaughton (Assemblage de Ladner), qui renferme à sa base un conglomérat grossier rouge pouvant avoir 100 m d'épaisseur ou davantage. Au-dessus de ce conglomérat basal se trouvent à peu près 400 m de conglomérat, siltstone et calcaire qui renferment la limite entre le Trias et le Jurassique, et une épaisseur inconnue de siltstone et shale qui s'étendent apparemment sans interruption jusqu'au sommet du Bajocien inférieur (voir fig. 17-14). Entre les niveaux fossilifères les plus élevés du Groupe de Cadwallader (Norien précoce) et les niveaux fossilifères les plus bas du Groupe de Tyaughton (Norien tardif) il semble exister une lacune stratigraphique, puisque le Norien moyen n'est pas représenté. Des roches non fossilifères sont toutefois présentes à la base du Groupe de Tyaughton. Le conglomérat rouge pourrait être issu de l'érosion d'un régolite fortement altéré.

La faune jurassique du terrane présente quelques affinités téthysiennes dans la majeure partie de l'intervalle de l'Hettangien au Bajocien précoce; elle renferme peu ou pas de composantes boréales.

Rusmore (1985) considère que la base de la succession s'est probablement formée dans un milieu d'intra-arc ou d'arrière-arc. Les roches plus récentes sont des roches de bassin et contiennent peu de produits volcanoclastiques.

Terrane de Shuksan

Le terrane de Shuksan se compose en grande partie de schistes verts à actinote et de schistes à crossite et épidote et à glaucophane et épidote (Schistes verts de Shuksan), de grès quartzeux à granules et de phyllade à séricite noire (Phyllade de Darrington). Les datations Rb/Sr sur roche totale indiquent que l'âge initial de la seconde unité correspond probablement au Jurassique, et que la succession dans son ensemble a subi un métamorphisme de haute pression du faciès des schistes bleus entre le Jurassique tardif et le Crétacé précoce (Armstrong, 1980). Le Complexe de Vedder, composé de schiste et d'amphibolite et formant des écailles tectoniques près de la base de la nappe de charriage de Shuksan, a été daté du Permien-Trias initial par les méthodes K/Ar et Rb/Sr, ce qui suggère que l'âge original de la roche et l'époque du métamorphisme diffèrent assez peu (Armstrong et al., 1983). Un gneiss à clinopyroxène, plagioclase et quartz, une hornblendite et un métagabbro du Complexe de Yellow Aster, qui ont été soumis à un métamorphisme rétrograde à des degrés divers, ont été datés par la méthode U/Pb du Précambrien et du Paléozoïque précoce (Mattinson, 1972).

Vance et al. (1980) avaient initialement suggéré, sur la foi de considérations géochimiques, que le métabasalte de Shuksan du Jurassique s'est épanché dans un milieu d'arc insulaire ou dans un petit bassin océanique. Puis, à la suite d'une étude régionale, ils ont retenu l'hypothèse d'un petit bassin océanique qui aurait subi une subduction au Crétacé précoce. La composante terrigène non volcanique du Jurassique et l'absence de chert supportent cette dernière hypothèse.

Terrane de Chilliwack

Les roches les plus anciennes de l'Assemblage de Chilliwack, dans le terrane de Chilliwack au Canada, datent du Pennsylvanien précoce, même si des strates dévoniennes affleurent au sud de 49°N (fig. 8-84; Monger, 1970, 1977b; Danner, 1977). Au Canada, elles se composent de 400 m de siltstone et grès turbiditiques à grain fin, surmontés en concordance par 30 m de carbonates du Pennsylvanien inférieur. Suit une séquence à grain généralement grossier, d'environ 1 500 m d'épaisseur et contenant un grès volcanique et localement un grès à grains de chert, un conglomérat, un peu de tuf et une pélite renfermant des débris végétaux. Elle est surmontée en concordance par 60 à 600 m de carbonates du Permien inférieur, qui à leur sommet sont en contact progressif avec des basaltes et tufs lithiques à cristaux, de composition dacitique, ayant jusqu'à 600 m d'épaisseur. Même si les strates de la séquence sont imbriquées par une série de failles de chevauchement, cette séquence garde son intégrité stratigraphique parmi les diverses nappes de charriage.

La Formation de Cultus (Assemblage de Cultus) repose en disconformité sur le Groupe de Chilliwack et se compose de 600 m de pélite, de siltstone, de grès volcanique et peut-être de tuf, finement stratifiés, contenant des fossiles du Trias tardif et du Jurassique précoce. Dans une localité, elle est recouverte par une argilite du Jurassique supérieur.

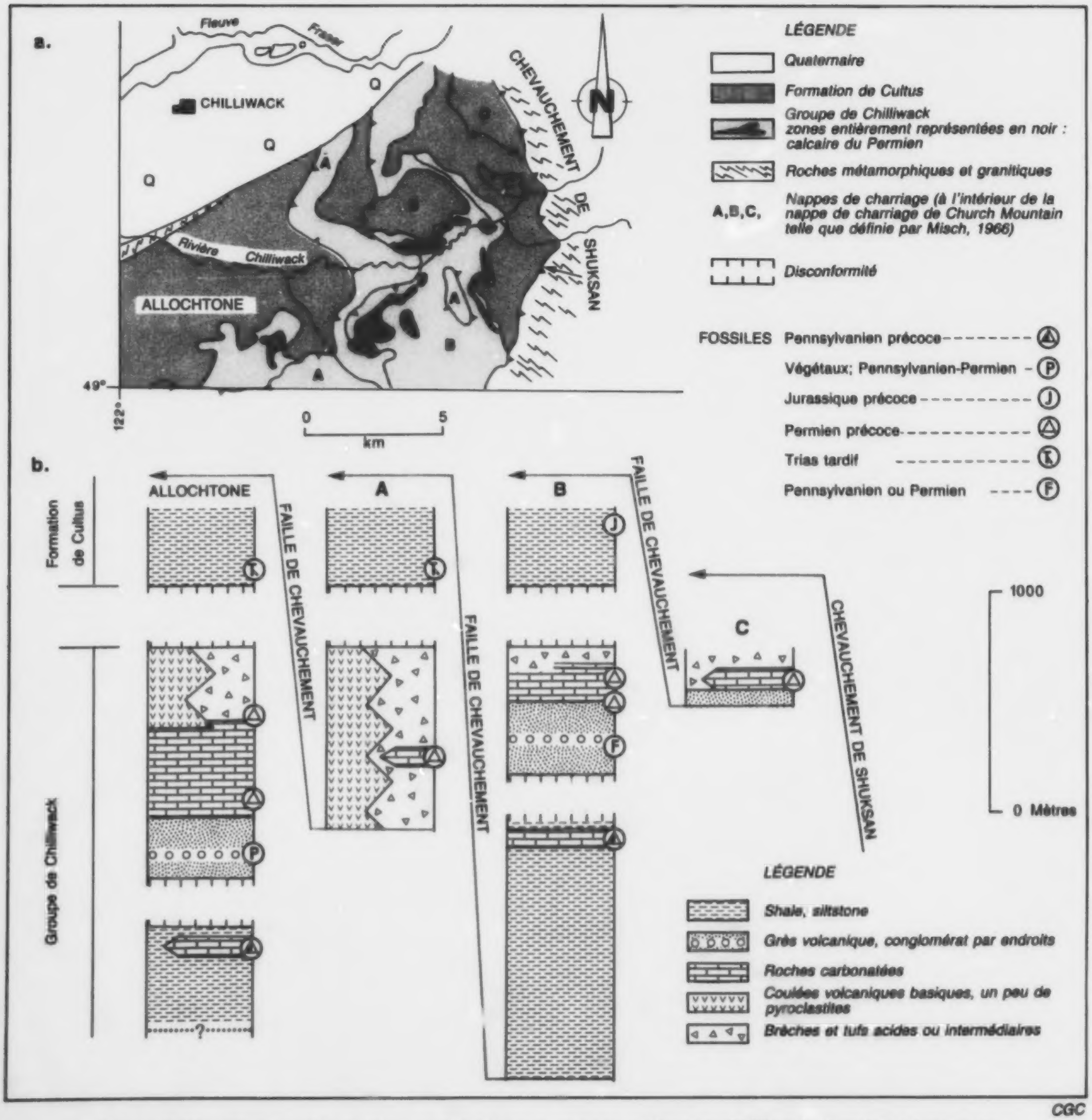
Les faunes de fusulinidés du Groupe de Chilliwack semblent être très étroitement corrélables avec celles du Calcaire de McCloud de la Californie (Sada et Danner, 1973). Les faunes de conodontes du Permien sont semblables à celles du Groupe de Harper Ranch de la Quesnellie (M.J. Orchard, communication personnelle, 1984). D'un point de vue lithologique, le Groupe de Chilliwack est semblable au Groupe de Harper Ranch et à des unités situées dans le centre de l'Orégon, dans l'est des monts Klamath et dans le nord-ouest du Nevada. Les faunes jurassiques de la Formation de Cultus datent surtout du Jurassique précoce (Sinémurien et Pliensbachien) et se composent essentiellement d'hildocératidés de la province téthysienne et d'amalthéidés du domaine boréal, qui datent manifestement du Pliensbachien tardif; cette faune mixte est située beaucoup plus au nord que ne le laisserait supposer une comparaison avec les faunes cratoniques (Tipper, 1981). La Formation de Cultus est corrélative du Groupe de Ladner du terrane de Methow et plus ancienne que la Formation de Harrison Lake du terrane de Harrison.

Le caractère général du Groupe de Chilliwack et les données géochimiques s'y rapportant, obtenues au nord et au sud de 49°N (Blackwell, 1983), suggèrent que le groupe s'est déposé dans un milieu d'arc volcanique. Les débris

que contient la Formation de Cultus sont largement d'origine volcanique et pourraient représenter la partie distale d'une séquence d'arc volcanique.

Terrane de Harrison

Le terrane de Harrison, situé du côté ouest du lac Harrison, se présente sous forme de septums isolés à l'intérieur de roches granitiques du Domaine côtier à l'ouest. À sa base se trouvent l'argilite et le siltstone silicifiés de la Formation de Camp Cove (Assemblage de Cadwallader, possiblement Assemblage de Chilliwack; Crickmay, 1962). Les radiolaires présents dans ces roches datent du Trias moyen (F. Cordey, communication personnelle, 1985). Un conglomérat basal du Toarcien, appartenant à l'Assemblage de Harrison Lake, repose en discordance sur ces roches et renferme des clastes carbonatés avec fossiles permiens semblables à ceux du Groupe de Chilliwack; cette similitude évoque la possibilité d'un lien prétoarcien entre les terranes de Harrison et de Chilliwack. Selon Pearson (1973),



CGC

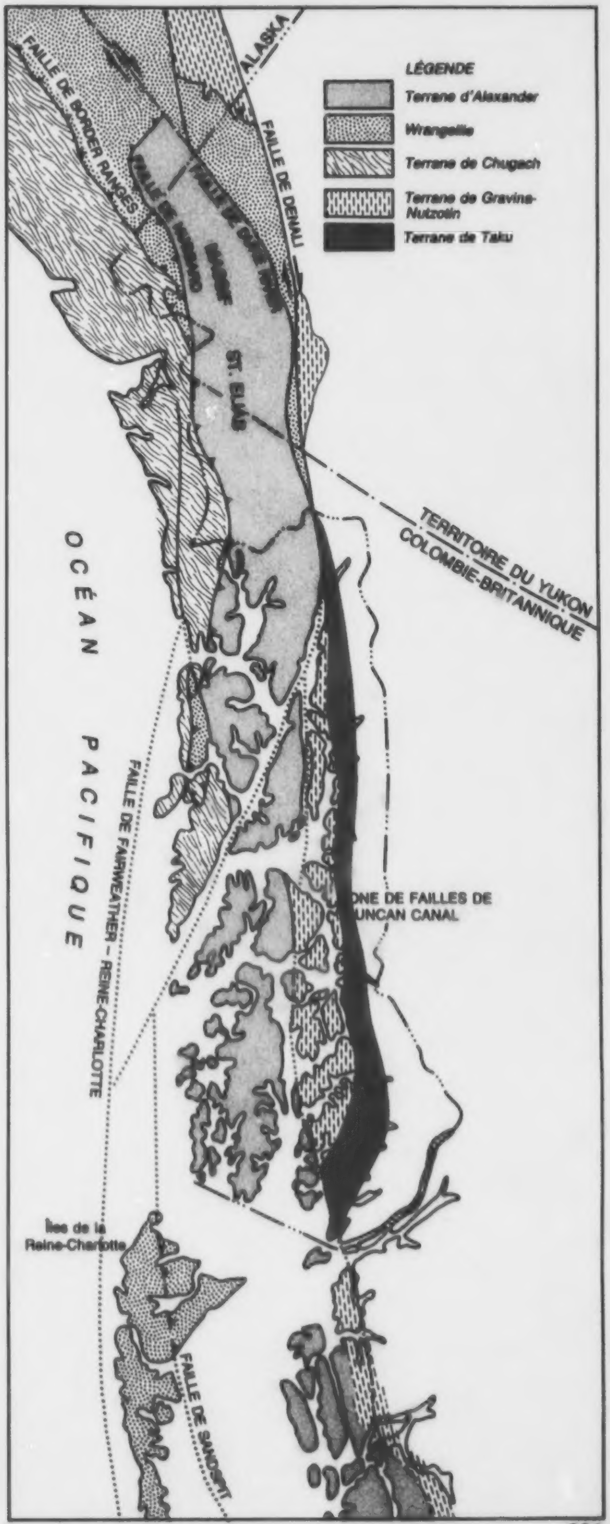
Figure 8-84. Stratigraphie du Groupe de Chilliwack, dans la vallée de la Chilliwack, dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique.

les couches les plus récentes dateraient du Toarcien (Jurassique précoce). La séquence du Toarcien contient des ammonites du Toarcien précoce dans un shale s'échelonnant jusqu'au Toarcien moyen inclusivement(?), et dans un shale et des roches volcaniques du Toarcien supérieur recouverts par un shale de l'Aalénien. Cette coupe est étroitement apparentée à la principale succession volcanique de la Formation de Harrison Lake, qui la recouvre et qui pourrait remonter au Bajocien précoce. La coupe sédimentaire pourrait être partiellement ou intégralement corrélative de la Formation de Dewdney Creek (telle que définie par Cairnes, 1924) dans le terrane de Methow (cuvette de Tyaughton-Methow; voir le chapitre 9). La tranche volcanique sus-jacente, située dans la partie supérieure du Jurassique inférieur et dans le Jurassique moyen, et qui a approximativement 2 500 m d'épaisseur, se compose de roches pyroclastiques et de coulées de composition principalement intermédiaire à felsique, corrélables avec les volcanites de Wells Creek au sud de 49°N (Monger, 1970; Pearson, 1973). La Formation de Harrison Lake est recouverte par des roches sédimentaires et volcaniques du Jurassique moyen et supérieur appartenant respectivement aux formations de Mysterious Creek et de Billhook Creek, qui peuvent atteindre 1 600 m d'épaisseur. Celles-ci sont recouvertes en discordance par l'Assemblage de Gambier, qui contient un conglomérat localement grossier (avec des blocs atteignant parfois 1 m de diamètre) à gros clastes granitiques bien visibles, et qui est surmonté à son tour par environ 3 000 m de grès de la Formation de Peninsula et de roches volcanoclastiques intermédiaires de la Formation de Brokenback Hill. Les deux dernières unités semblent être corrélatives des groupes de Fire Lake et de Gambier et constituent un assemblage de recouvrement qui s'étend sur une grande partie du Domaine côtier méridional, débordant sur la Wrangellie à l'ouest.

Terrane de Taku

Le terrane de Taku contient un assemblage polygénique (Assemblage de Taku) de strates fortement déformées et métamorphisées qui constituent l'élément le plus occidental du Domaine côtier entre 54°N et 59°N (fig. 8-85; Monger et Berg, 1984). Il contient de rares fossiles datant du Permien et du Trias moyen et tardif (Monger et Berg, 1984). Parmi les lithologies rencontrées, figurent un marbre à crinoïdes du Permien intercalé dans une phyllade et un métatuf, des carbonates du Trias moyen et supérieur, une phyllade et une brèche de coussins basaltique, et un métagrauwacke et un métatuf non datés et lithologiquement comparables aux strates jurassiques-crétacées de la zone de Gravina-Nutzotin. Près de l'extrémité sud du terrane, des lentilles localement bien visibles de métaconglomérat permien(?) et jurassique-crétacé(?) contiennent des clastes de trondhjémite lithologiquement semblables à la trondhjémite du Paléozoïque précoce du terrane d'Alexander.

En raison de la déformation et du métamorphisme, les affinités stratigraphiques de ce terrane restent imprécises. Davis et Plafker (1985) ont avancé l'hypothèse selon laquelle le basalte triasique du terrane de Taku serait lithologiquement et géochimiquement semblable au basalte triasique de la Wrangellie. Saleeby et al. (1985) ont suivi des strates, à partir du terrane d'Alexander et de la zone



CGC

Figure 8-85. Carte de localisation montrant la relation entre le terrane d'Alexander et les terranes avoisinants.

sus-jacente de Gravina-Nutzotin (Jurassique-Crétacé), jusqu'à des roches métamorphiques attribuées à l'Assemblage de Taku. Une grande partie, sinon la totalité des roches du terrane de Taku pourrait simplement être l'équivalent métamorphisé et déformé des roches du superterrane insulaire et de l'Assemblage de Gambier sus-jacent (zone de Gravina-Nutzotin), du Jurassique-Crétacé.

Dans son contexte structural, le terrane de Taku semble être l'équivalent des petits terranes du Domaine côtier méridional décrits plus haut, puisqu'il se trouve entre le superterrane intermontagneux, qui a été accrété au continent nord-américain au Jurassique, et le superterrane insulaire, qui ne l'a pas été avant le Crétacé. Entre autres similitudes stratigraphiques, il faut mentionner la présence de basaltes triasiques et de roches clastiques du Jurassique-Crétacé qui apparemment recouvrent la Wrangellie et le terrane d'Alexander.

Terrane d'Alexander

Au Canada, le terrane d'Alexander se situe aux extrémités nord et sud d'une zone comprenant une grande partie de l'Alaska méridional (fig. 8-85). Il est constitué d'assemblages hétérogènes de roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques s'échelonnant en âge du Protérozoïque tardif au Trias tardif. Les roches antérieures au Dévonien supérieur sont décrites au chapitre 7.

Assemblages du Dévonien supérieur au Permien inférieur

Les roches situées dans cet intervalle d'âges forment deux zones, l'une sur la bordure nord-est et l'autre vers le centre du terrane d'Alexander, dans la région du massif St. Elias (Campbell et Dodds, 1982a, b, c, 1983a, b). Peu étudiées jusqu'ici, ces roches sont pauvres en fossiles, présentent des déformations généralement très complexes, et sont régionalement métamorphisées jusqu'au faciès des schistes verts inférieur.

À proximité de la faille de Duke River, qui constitue la limite nord-est du terrane d'Alexander, l'assemblage est présent dans un mélange tectonique. Cependant, à cause de dislocations créées par des failles et de l'absence de fossiles, sa stratigraphie, son épaisseur et ses relations chronostratigraphiques sont mal connues. À cet endroit, l'assemblage semble généralement être constitué de carbonates «récifaux» d'eau peu profonde et fossilifères du Dévonien moyen, et de roches clastiques calcareuses à grain fin qui leur sont associées (A.E.H. Pedder, communication personnelle, 1980; M.J. Orchard, communication personnelle, 1980). Sur ces carbonates, reposent apparemment en concordance des séquences composées de roches clastiques calcareuses à grain fin d'eau peu profonde, de couleur sombre, interstratifiées avec quelques minces couches calcaires, et localement (dans la région de la rivière Slims) de coulées et d'un peu de volcanoclastites de milieu marin à subaérien, de composition basaltique à andésitique. Dans cette dernière région, des écailles tectoniques contiennent également un réseau complexe de petits plutons, de filons-couches et de dykes de gabbro, de diabase, de pegmatite gabbroïque accompagnés de coulées mafiques, de roches pyroclastiques, de roches volcanoclastiques et, en quantités beaucoup plus faibles, d'argilite siliceuse et de chert (collectivement désignés du nom informel de «Complexe de gabbro et roches vertes de Mount Cairnes», qui sont très souvent juxtaposés à des carbonates du Dévonien moyen. Dans cette zone structuralement complexe se trouvent également d'épaisses séquences d'argilite siliceuse de couleur sombre, avec de moindres quantités de roches pyroclastiques et des quantités encore moindres de gypse ou d'anhydrite et de serpentinite noire, qui ressemblent étonnamment aux roches de la partie adjacente de la Wrangellie (W1) et qui pourraient en partie représenter des inclusions de ce terrane à l'intérieur du mélange tectonique.

Une seconde zone mal définie, qui contient sans doute des roches corrélatives des premières, affleure dans les chaînons Icefield et Alsek, dans les portions plus centrales du terrane d'Alexander. Sa stratigraphie est mal connue. La succession, d'épaisseur indéterminée, se compose principalement d'une interstratification de minces couches d'argilite graphitique sombre et de siltstone riche en quartz, et contient localement une argilite, calcareuse et sombre, et des carbonates discontinus. Dans deux localités très distantes l'une de l'autre, un calcaire finement stratifié contient des conodontes qui datent du Pennsylvanien au début du Permien précoce (M.J. Orchard, communication personnelle, 1980), et des roches clastiques calcareuses d'eau peu profonde renferment d'abondants macrofossiles et quelques rares conodontes d'âge probablement permien (E.W. Bamber, communication personnelle, 1980; M.J. Orchard, communication personnelle, 1980). De fins sédiments clastiques répandus dans la partie centrale du terrane d'Alexander et appelés informellement «assemblage pélitique d'Icefield Ranges» pourraient inclure des strates appartenant à cette séquence. Il semble que le substratum se compose d'une vaste et épaisse séquence de turbidites calcareuses et de carbonates datant du Paléozoïque précoce qui est localement surmontée par une couverture de calcaire du Dévonien moyen.

À l'intérieur du terrane d'Alexander, dans la région adjacente du sud-est de l'Alaska, les éléments corrélatifs de la succession de Saint Elias Mountains pourraient comprendre la Formation de Freshwater Bay, du Dévonien supérieur (Assemblage de Cedar Cove), des parties de la Formation de Port Refugio (Assemblage de Karheen) et des parties de la Formation de Cedar Cove et de la Formation de Saginaw Bay du Dévonien (Assemblage d'Iyoukeen), la Formation de Cannery, qui date du Dévonien tardif et du Mississippien (Assemblage de Cannery), les formations de Peratrovich et d'Iyoukeen du Mississippien (Assemblage d'Iyoukeen), la Formation de Klamak du Pennsylvanien (Assemblage d'Iyoukeen) et diverses formations du Permien (assemblages de Halleck et de Pybus; Gehrels et Berg, 1984). Des strates similaires, en particulier le calcaire de Ducie Island et la Formation de Dunira, qui font partie de l'Assemblage d'Iyoukeen, existent dans des îles à l'ouest de Prince Rupert en Colombie-Britannique (Woodsworth et Orchard, 1985). À cet endroit, une discordance bien documentée sépare les roches du Trias supérieur et du Pennsylvanien. Une grande partie de la stratigraphie du Paléozoïque supérieur représente, dans la partie sud-est du terrane d'Alexander, des milieux sédimentaires de plate-forme et de rift.

Assemblage de Hyd du Trias supérieur

Le terrane d'Alexander, dans le massif St. Elias, comporte des roches du Trias tardif sur sa marge orientale le long de la faille de Duke River, et dans sa partie centrale dans les chaînons Icefield et Alsek et dans la région du glacier Tsirku. Les secteurs dont la stratigraphie est connue sont très dispersés. La plupart des roches sont métamorphisées régionalement jusqu'au faciès des schistes verts inférieur.

La coupe la mieux étudiée de l'assemblage se trouve près du gisement de sulfures massifs de Windy Craggy (Cu, Co, Au), dans la région de la rivière Tatshenshini (Campbell et Dodds, 1983a). MacIntyre (1984) a décrit une coupe débutant par une séquence basale qui comprend des turbidites distales à proximales ou des couches de calcaire d'épaisseur indéterminée. Cette séquence est recouverte et parfois interdigitée de coulées andésitiques amygdalaires et d'un peu d'argilite calcaire (500-1 000 m); des laves porphyriques en coussins, felsiques ou altérées, des coulées et un peu de chert (100-200 m); des laves mafiques en coussins, des coulées amygdalaires, et un peu de chert et d'argilite calcaire (500-1 000 m); un siltstone calcaire, une argilite, un tuf et des coulées andésitiques (100-1 000 m); un agglomérat (jusqu'à 100 m); et des laves basaltiques en coussins (>1 500 m, sommet non observé). La composante principalement volcanique de cette séquence a été nommée de façon informelle «Complexe volcanique de Tats» (J.B. Gammon et T.E. Chandler, communication personnelle, 1985). D'abondants conodontes récoltés dans les sédiments calcareux sous-jacents, sombres, finement stratifiés et localement situés dans les roches volcaniques, s'échelonnent du Norien précoce au Norien moyen (M.J. Orchard, communication personnelle, 1982). D'après les observations de terrain et la chimie des roches, MacIntyre (1986) a proposé l'hypothèse selon laquelle les roches volcaniques calco-alcalines à alcalines seraient typiques d'arcs insulaires ou de bassins d'arrière-arc formés sur une croûte continentale, et se seraient déposées dans d'étroites vallées de rift associées à des centres d'expansion le long d'un système de failles transformantes analogue au système actuel du golfe de Californie.

Ailleurs dans le terrane d'Alexander, dans la région du massif St. Elias, les données sur cet assemblage sont plus fragmentaires. Localement, près de la rivière Alsek, des couches minces interstratifiées de mudstone calcareux et de shale, de couleur sombre et plissées de façon complexe, et des carbonates discontinus contenant des conodontes du Carnien et du Norien précoce et moyen (M.J. Orchard, communication personnelle, 1982) sont juxtaposés à des coulées subaériennes, basaltiques à andésitiques (Campbell et Dodds, 1982c). Localement dans le centre est de la région de Tatshenshini, des séquences séparées structuralement, composées d'argilite calcareuse sombre et de mudstone, renferment des conodontes du Norien précoce et moyen (M.J. Orchard, communication personnelle, 1982), et le calcaire renferme des mégafossiles du Norien terminal (E.T. Tozer, communication personnelle, 1979). Localement, les sédiments sont traversés par des filons-couches et culots de gabbro et de diabase. Par endroits, des roches volcaniques mafiques et massives sont accompagnées de gypse et d'anhydrite. D'épaisses séquences principalement composées de roches volcaniques mafiques, mais contenant aussi en moindres quantités des roches volcaniques felsiques, des roches clastiques fines et des carbonates, immédiatement au nord-est du glacier Tsirku, dans la région de la rivière Tatshenshini (Campbell et Dodds, 1983a; MacIntyre et Schroeter, 1985), et dans les secteurs adjacents du sud-est de l'Alaska (Still, 1984) semblent dater du Trias tardif. Des roches sédimentaires du même âge existent probablement dans des portions de l'«assemblage pélitique d'Icefield Ranges» qui affleure dans tout le centre du terrane d'Alexander, dans le massif St. Elias.

Les éléments corrélatifs de l'Assemblage de Hyd du Trias supérieur (qui généralement comprend un conglomérat basal) à l'intérieur du terrane d'Alexander, dans le sud-est de l'Alaska, sont séparés des roches paléozoïques sous-jacentes par une discordance régionale. Cependant, même si elle apparaît comme probable, cette corrélation stratigraphique n'a pas été vérifiée dans le massif St. Elias. Dans le sud-est de l'Alaska, les équivalents peuvent inclure entre autres des roches volcaniques felsiques (Volcanites de Keku et Formation de Puppets), des calcaires et des roches clastiques interstratifiées (calcaires de Cornwallis et de Hamilton Island), des laves en coussins et roches pyroclastiques de composition basaltique à andésitique (Volcanites de Hound Island et Formation de Chapin Peak) et des portions de la Formation de Nehenta et du Groupe de Hyd (Gehrels et Berg, 1984). Des strates similaires (en particulier la Formation de Randall et la rhyolite de Moffat) sont présentes dans des îles situées à l'ouest de Prince Rupert en Colombie-Britannique (Woodsworth et Orchard, 1985).

Dans le sud-est de l'Alaska, la zone de Gravina-Nutzotin, qui est un assemblage de recouvrement (Assemblage de Gambier) composé d'argilite et de grauwacke marins, accompagnés de roches volcaniques et volcanoclastiques interstratifiées de composition basaltique à andésitique, dont les âges s'échelonnent du Jurassique tardif au Crétacé moyen, recouvre stratigraphiquement la partie orientale du terrane d'Alexander (Berg et al., 1972, 1978). Cette relation n'a pas été vérifiée dans le massif St. Elias, où des roches de la zone de Gravina-Nutzotin reposent sur celles de la Wrangellie.

Roches plutoniques

Des massifs granitoïdes d'affinité alcaline à calco-alcaline s'échelonnant du Pennsylvanien terminal au Permien précoce (des datations K/Ar indiquent des âges de 270 Ma et 290 Ma), nommés de façon informelle «suite plutonique d'Icefield Ranges», existent principalement dans l'ouest du terrane d'Alexander, dans le massif St. Elias (Dodds et Campbell, 1988). Ils comprennent des complexes batholitiques ou des plutons généralement petits, allongés à arrondis, mis en place à faible profondeur. Une étude relativement sommaire indique qu'il s'agit principalement d'agmatites et de complexes multiphases allant de la syénite à la diorite, mais qui comprend localement une granodiorite plus uniforme.

Dans le massif St. Elias, aucune roche volcanique connue n'est contemporaine de cet épisode plutonique. Cependant, dans le sud de l'Alaska adjacent, des plutons corrélatifs (Richter et al., 1975; MacKevett, 1978; MacKevett et al., 1986) recoupent de vastes étendues de roches volcaniques du même âge dans la Wrangellie (W_1). Très peu de plutons de cet intervalle d'âges ont été reconnus dans le sud-est de l'Alaska (Wilson et al., 1979). Le rôle tectonique de ce plutonisme distinctif, alcalin à calco-alcalin, reste inconnu.

Wrangellie

La majeure partie de la subsurface de la Wrangellie contient des roches volcaniques et sédimentaires et des roches plutoniques connexes, généralement bien stratifiées, du Paléozoïque moyen et supérieur et du Mésozoïque inférieur. Les affleurements s'étendent sur toute la longueur du Domaine insulaire, du massif St. Elias jusque dans le sud de l'île de Vancouver (fig. 8-85, 8-86).

Assemblages de Sicker et de Skolai du Paléozoïque supérieur

L'unité sédimentaire supérieure du Groupe de Sicker, dans l'île de Vancouver, comprend des cherts, tufs, argilites et grès du Mississippien, surmontés par 300 m de calcaires bien stratifiés de la Formation de Buttle Lake. Cette formation contient une abondante faune de brachiopodes, bryozoaires et conodontes du Pennsylvanien moyen au Permien précoce (Yole, 1969; Sada et Danner, 1974; Muller, 1980; Brandon et al., 1986; M.J. Orchard, communication personnelle, 1986); elle comporte des membres composés d'argilite, de siltstone, de grès volcanique et de couches locales contenant des blocs exotiques carbonatés.

Des roches corrélées avec le Groupe de Skolai du sud de l'Alaska, d'âge paléozoïque (Smith et Everett, 1970), affleurent sur le flanc est du massif St. Elias dans le sud-ouest du Yukon (Read et Monger, 1976; Campbell et Dodds, 1982a). Dans une localité, elles reposent en discordance sur un complexe prépermien de gabbro et diabase altérés, d'âge inconnu. Le Groupe de Skolai (au Canada) se compose d'une unité inférieure volcanogène, la Formation de Station Creek, et d'une unité supérieure sédimentaire, la Formation de Hasen Creek. La première, d'après des corrélations lithologiques avec des roches de l'Alaska, date probablement du Pennsylvanien, la seconde , d'après les données paléontologiques, du Permien précoce. La Formation de Station Creek comprend jusqu'à 1 000 m de brèches volcaniques

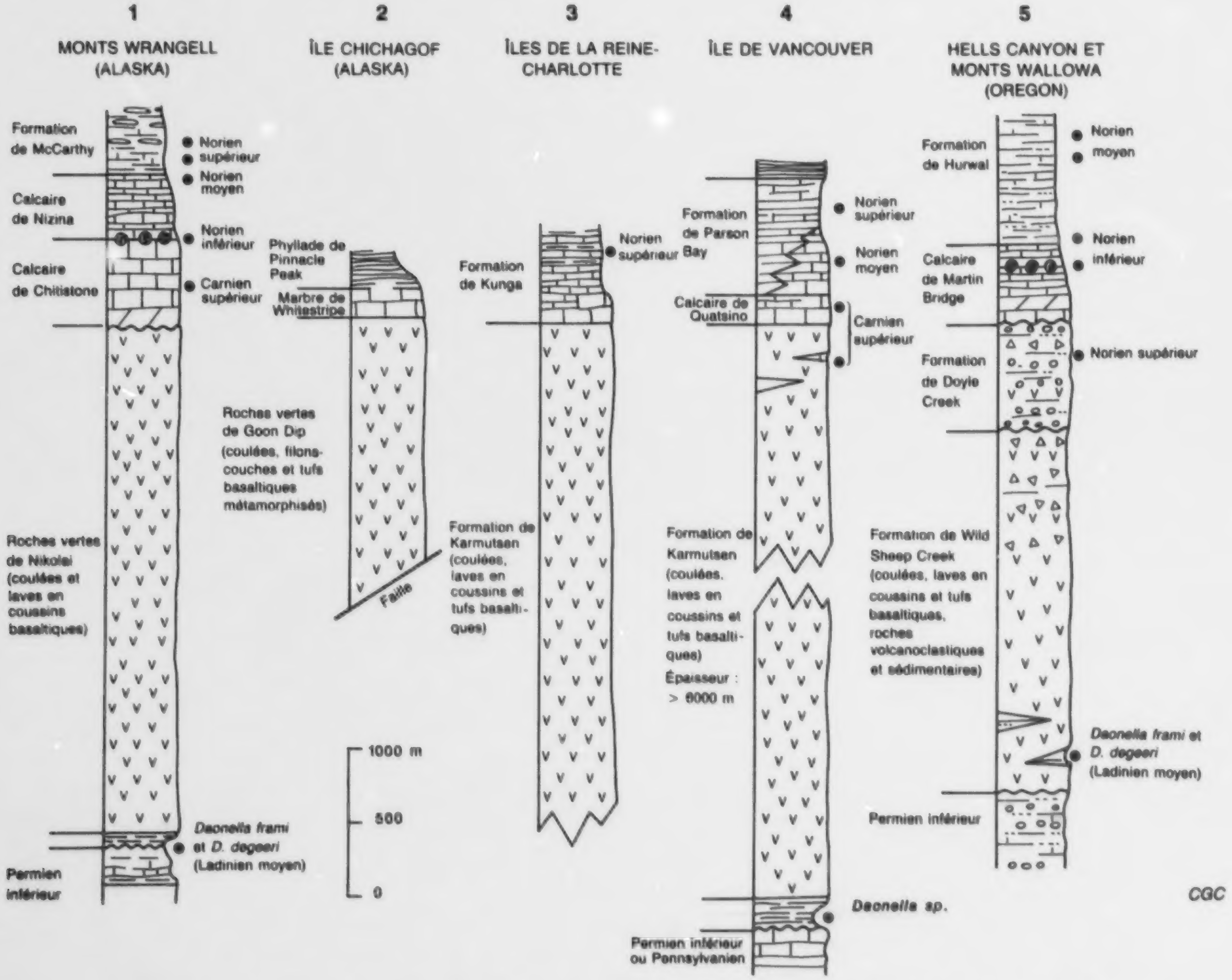


Figure 8-86. Colonnes stratigraphiques schématiques de la Wrangellie. (Modifié d'après Jones et al., 1977).

contenant des clastes de basalte et de porphyre à pyroxène ou plagioclase, qui font progressivement place à un tuf vitreux, lithique et à un tuf siliceux. La Formation de Hasen Creek, qui a jusqu'à 800 m d'épaisseur, se compose typiquement d'une argilite siliceuse et d'un siltstone accompagnés localement d'un grès, d'un calcaire arénacé fossilifère et d'un conglomérat à galets ou cailloux près de sa base.

Assemblage de Karmutsen du Mésozoïque inférieur

Localement, et peut-être progressivement dans le massif St. Elias et en disconformité ailleurs, jusqu'à quelques centaines de mètres d'argilite calcaire de couleur sombre datant du Trias moyen séparent les groupes de Skolai et de Sicker du basalte sus-jacent des Roches vertes de Nikolai (au nord) et de la Formation de Karmutsen (au sud) (Jones et al., 1977; Muller, 1977). Le basalte et les roches sédimentaires sus-jacentes du Trias supérieur sont les unités les plus caractéristiques de la colonne stratigraphique de la Wrangellie. Dans l'île de Vancouver, la Formation de Karmutsen atteint parfois 6 000 m d'épaisseur et englobe des basaltes en coussins et des brèches hyaloclastiques dans sa partie inférieure, des coulées massives dans sa partie supérieure (Muller, 1977). Dans les îles de la Reine-Charlotte, elle atteint presque 4 000 m d'épaisseur et présente une lithologie similaire (Sutherland Brown, 1968). Dans le massif St. Elias, l'unité des Roches vertes de Nikolai, corrélable avec la formation précédente, atteint parfois 1 000 m d'épaisseur, mais semble être localement absente, et contient dans les 100 m initiaux des laves en coussins et des brèches, qui sont recouvertes par des laves amygdalaires formées au moins en partie dans un milieu subaérien (Read et Monger, 1976). Dans le sud-est de l'Alaska, les Roches vertes de Nikolai atteignent une épaisseur de 3 500 m et en grande partie se sont épanchées dans un milieu subaérien (MacKevett et Richter, 1974). Le basalte est typiquement tholéiitique; Muller (1977), Jones et al.(1977) et très récemment Barker et al. (1985) ont conclu que ces roches avaient été produites par le rifting des séquences d'arc déjà mises en place au Paléozoïque.

Dans l'île de Vancouver, la partie supérieure de la Formation de Karmutsen contient localement des intercalations carbonatées renfermant des fossiles du Carnien supérieur. La Formation de Karmutsen est recouverte par la Formation de Quatsino qui s'échelonne du Carnien supérieur au Norien moyen, et se compose de 300 m (davantage à certains endroits) de carbonates fossilifères d'eau peu profonde (Carlisle et Susuki, 1974). Elle passe progressivement vers le haut et latéralement à un shale calcareux sombre, siliceux et calcareux carboné, à une arénite calcareuse et à un grès fin de la Formation de Parson Bay, qui parfois atteignent 300 m d'épaisseur. Cette formation, ne remontant qu'au Norien tardif, est à son tour surmontée en contact progressif, par la Formation de Harbledown du Jurassique. Dans les îles de la Reine-Charlotte, la Formation de Kunga comprend 200 m de carbonates massifs surmontés par un calcaire en couches minces renfermant des fossiles du Trias terminal. Le calcaire est recouvert par une argilite, contenant des ammonites du Jurassique précoce dans sa partie supérieure (Sutherland Brown, 1968; fig. 8-87). Dans le massif St. Elias, la Calcaire de Chitistone, massif, est associé par

Figure 8-87. Membre de l'argilite noire en dalles (membre sommital) de la Formation de Kunga (Trias supérieur-Jurassique inférieur) affleurant dans la partie nord-ouest de l'île Graham. (Photo: C.J. Yorath). GSC 205235-M.

endroits à du gypse. D'une épaisseur pouvant atteindre 400 m, il s'est formé dans un milieu d'eau peu profonde, probablement de sebkha (Armstrong et al., 1969). Ce calcaire massif fait place aux couches carbonatées d'épaisseur moyenne de la Formation de Nizina, puis aux couches de la Formation de McCarthy, qui atteignent parfois 400 m d'épaisseur et dont la partie inférieure se compose d'un calcaire argileux caractéristique, de couleur gris clair à gris sombre, interstratifié avec des carbonates gris sombre contenant des fossiles du Norien terminal. Ce calcaire passe vers le haut à une argilite siliceuse datant possiblement du Jurassique. La Formation de McCarthy est surmontée par la Formation de Chisana, qui s'échelonne du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur et qui fait partie de l'Assemblage de Gambier (Gravina-Nutzotin). Comme l'ont indiqué Jones et al. (1977), dans tous ces endroits, la colonne stratigraphique du Trias indique la croissance d'un édifice basaltique, souvent jusqu'au-dessus du niveau de la mer, puis une lente subsidence qui a créé un faciès de bassin relativement profond.

Dans l'île de Vancouver, le Groupe de Bonanza du Sinémurien inférieur au Pliensbachien supérieur est une suite volcanique calco-alcaline à prédominance pyroclastique, contenant des interstrates de shale et de siltstone, qui atteint parfois 2 000 m d'épaisseur. Les roches volcaniques du Sinémurien passent progressivement vers

l'est à un shale, à un silstone et à un tuf finement rubanés, d'environ 300 m d'épaisseur, dans l'île Harbledown et dans d'autres îles à l'est de l'île de Vancouver. Plus à l'est dans le Domaine côtier, un shale et un siltstone d'âge sinémurien sont présents sous forme de pendentifs et de lambeaux d'érosion d'une séquence de shale qui s'est peut-être étendue vers l'est jusqu'au terrane de Cadwallader. L'intervalle du Toarcien au Bajocien inférieur n'est pas représenté dans l'île de Vancouver.

Dans les îles de la Reine-Charlotte, la séquence stratigraphique du Jurassique inférieur et moyen est plus complète. Trois groupes y sont représentés (Cameron et Tipper, 1985), à savoir la partie supérieure du Groupe de Kunga, et les groupes de Maude et de Yakoun. La partie jurassique du Groupe de Kunga est une succession de shale, siltstone et tuf qui sont en général finement laminés et rubanés, qui ont plus de 100 m d'épaisseur et qui ressemblent à la Formation de Harbledown du côté est de l'île de Vancouver. Le Groupe de Maude se compose surtout de shale, de calcaire argileux, de grès coquillier, d'un peu de tuf et de siltstone tufacé, de 300 m d'épaisseur. Dans la partie sommitale de la Formation de Kunga et la partie basale du Groupe de Maude, le shale est localement riche en hydrocarbures. Le Groupe de Yakoun comprend 480 m de brèches volcaniques, de tufs à lapilli et d'agglomérat accompagnés secondairement de grès et de siltstone lenticulaires. Ces groupes sont concordants ou paraconcordants, et leur âge s'échelonne du Sinémurien initial au Bajocien précoce.

Les faunes jurassiques de la Wrangellie, en particulier celles du Pliensbachien tardif, montrent de fortes affinités téthysiennes. Dans les îles de la Reine-Charlotte, l'influence du domaine boréal est suggérée par la présence du genre *Amaltheus*. De toute évidence, au Pliensbachien tardif et au Bajocien précoce, certaines ammonites présentaient des affinités avec celles de la région du Pacifique Est.

Les Intrusions d'Island du Jurassique précoce et moyen, dans l'île de Vancouver, sont probablement comagmatiques des roches volcaniques du Groupe de Bonanza (Muller, 1977; Isachsen et al., 1985). Ces intrusions passent progressivement à un gneiss à hornblende et plagioclase, à une agmatite et à une amphibolite appartenant au Complexe de West Coast du Jurassique précoce et affleurant près de la bordure occidentale de la Wrangellie; localement, elles recoupent aussi ces roches. Ce complexe pourrait représenter la croûte inférieure jurassique de l'arc de Bonanza (Muller, 1977; Isachsen et al., 1985), auquel cas il ferait partie intégrante de la Wrangellie.

Relations entre la Wrangellie et les autres terranes

Au nord, la Wrangellie et le terrane d'Alexander sont recouverts par des strates du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur qui appartiennent à la zone de Gravina-Nutzotin (Assemblage de Gambier); celui-ci est situé dans la Wrangellie, dans les monts Nutzotin, à la frontière entre le Yukon et l'Alaska, et dans le terrane d'Alexander, dans l'île Admiralty (Berg et al., 1972). Les roches les plus anciennes de cette zone remontent à l'Oxfordien. Il a récemmment été établi que les roches granitiques de la Suite de Icefield Ranges, qui s'échelonnent du Pennsylvanien au Permien, font intrusion dans des roches du terrane d'Alexander et de la Wrangellie, ce qui signifie que, ou bien ces terranes étaient déjà réunis au Pennsylvanien, ou bien ils n'ont jamais été séparés (MacKevett et al., 1986; R.B. Campbell et C.J. Dodds, communication personnelle, 1987). Comme mentionné plus haut, des éléments corrélatifs de la zone de Gravina-Nutzotin pourraient exister dans le terrane de Taku. Eisbacher (1976) a suggéré que sur le versant oriental du massif St. Elias, la séquence de Gravina-Nutzotin, qui s'appelle à cet endroit «Groupe de Dezadeash», représente un cône alluvial en eau profonde alimenté par une source à l'ouest, dont les éléments se sont déposés dans un bassin océanique marginal de largeur inconnue, à l'est duquel se trouvaient des terranes précédemment accrétés (voir le chapitre 9). Le bassin s'est refermé après le Crétacé moyen, il y a peut-être 60 à 70 Ma. Au sud, la Wrangellie a été traversée, du Jurassique terminal au Crétacé précoce, par des intrusions granitiques du Domaine côtier; dans la mesure où il est représenté par un basalte en coussins et la séquence dacitique sus-jacente (Formation de Karmutsen et Groupe de Bonanza?) dans la région cartographique de l'inlet Bute, ce terrane peut être suivi sur au moins 40 km dans le Domaine côtier (Roddick et Woodsworth, 1977). Le Groupe de Gambier, qui probablement recouvre la Wrangellie sur le versant occidental de la chaîne Côtière méridionale, est corrélatif des roches volcaniques et clastiques du Jurassique moyen et supérieur appartenant à l'Assemblage de Harrison Lake et il devait donc relier ces deux terranes dès la fin du Jurassique. À l'est, la fermeture finale s'est produite au Crétacé. La Wrangellie se trouve en contact de faille de chevauchement avec des mélanges du Jurassique-Crétacé du terrane de Pacific Rim près des côtes ouest et sud de l'île de Vancouver (Brandon, 1985; Clowes et al., 1987).

RÉFÉRENCES

Abbott, J.G.

1982: Structure and stratigraphy of the Macmillan Fold Belt: evidence for Devonian faulting; Exploration and Geological Services Division, Department of Indian and Northern Affairs, Whitehorse, Yukon, Open File, 16 p.

1983: Geology of the Macmillan Fold Belt; Exploration and Geological Services Division, Department of Indian and Northern Affairs, Whitehorse, Yukon, Open File (3 maps and legend; 1:50 000).

Aitken, J.D.

1966: Sub-Fairholme Devonian rocks of the eastern Front Ranges, southern Rocky Mountains, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 64-33, 88 p.

Alldrick, D.J.

1985: Stratigraphy and petrology of the Stewart mining camp; in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Department of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1985-1, p. 316-341.

Anderson, P.

1976: Oceanic crust and arc-trench gap tectonics in southwestern British Columbia; Geology, v. 4, p. 443-446.

Anderson, R.G.

1983: Geology of the Hotailuh batholith and surrounding volcanic and sedimentary rocks north-central British Columbia; Ph.D. thesis, Carleton University, 669 p.

Andrichuk, J.M.

1961: Stratigraphic evidence for tectonic and current control of Upper Devonian reef sedimentation, Dubonel area, Alberta, Canada; Bulletin of the American Association of Petroleum Geology, v. 45, p. 612-632.

Armstrong, A.K., MacKevett, E.M., and Silberling, N.J.

1969: The Chitistone and Nizina limestones of part of the southern Wrangell Mountains, Alaska - a preliminary report stressing carbonate petrography and depositional environments; United States Geological Survey, Professional Paper 650-D, p. D49-D62.

Armstrong, J.E.
1949: Fort St. James map area, Cassiar and Coast Districts, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 252, 210 p.

Armstrong, R.L.
1980: Geochronometry of the Shuksan Metamorphic Suite, North Cascades, Washington; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 12, no. 3, p. 94.

Armstrong, R.L., Harakal, J.E., Brown, E.H., Bernardi, M.L., and Rady, P.M.
1983: Late Paleozoic high-pressure metamorphic rocks in northwestern Washington and southwestern British Columbia: The Vedder Complex; Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 451-458.

Bamber, E.W. and Macqueen, R.W.
1979: Upper Carboniferous and Permian stratigraphy of the Monkman Pass and southern Pine Pass areas, northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 301, 27 p.

Bamber, E.W. and Mamet, B.L.
1978: Carboniferous biostratigraphy and correlations, northeastern British Columbia and southwestern District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Bulletin 266, 65 p.

Bamber, E.W. and Waterhouse, J.B.
1971: Carboniferous and Permian stratigraphy and paleontology, northern Yukon Territory, Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, no. 1, p. 29-250.

Bamber, E.W., Macqueen, R.W., and Richards, B.C.
1984: Facies relationships at the Mississippian carbonate platform margin, Western Canada; 9th International Congress of Carboniferous Stratigraphy and Geology, Compte Rendu, v. 3, p. 461-478.

Bamber, E.W., Taylor, G.C., and Procter, R.M.
1968: Carboniferous and Permian stratigraphy of northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 68-15, 25 p.

Barker, F., Plafker, G., and Sutherland Brown, A.
1985: Karmutsen Formation, Queen Charlotte Island and Vancouver Island: an arc-rift ferrotholeiite of Wrangellia; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, no. 6, p. 340.

Barss, D.L., Best, E.W., and Meyers, N.
1964: Chapter 9: Triassic; in Geological History of Western Canada, R.G. McCrossan and R.P. Glaister (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta, p. 113-136.

Bassett, H.G. and Stout, J.G.
1967: Devonian of western Canada; in International Symposium on the Devonian System, D.H. Oswald (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, v. 1, p. 717-752.

Bell, J.S.
1973: Late-Paleozoic orogeny in the northern Yukon; in Canadian Arctic Geology, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.), Proceedings of Symposium on the Geology of Arctic Canada, Geological Association of Canada - Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 23-28.
1974: Late Paleozoic orogeny in northern Yukon; in Canadian Arctic Geology, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.), Geological Association of Canada-Canadian Society of Petroleum Geologists Symposium, Saskatoon, Saskatchewan, p. 23-38.

Belyea, H.R.
1964: Upper Devonian (part II); in Geological History of Western Canada, R.G. McCrossan and R.P. Glaister (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, p. 66-88.

Belyea, H.R. and McLaren, D.J.
1962: Upper Devonian formations, southern part of Northwest Territories, northeastern British Columbia, and northwestern Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 61-29, 74 p.

Berg, H.C., Jones, D.L., and Coney, P.J.
1978: Map showing pre-Cenozoic tectonostratigraphic terranes of southeastern Alaska and adjacent areas; United States Geological Survey, Open-File Report 78-1085.

Berg, H.C., Jones, D.L., and Richter, D.H.
1972: Gravina-Nutzotin Belt - Tectonic significance of an Upper Mesozoic sedimentary and volcanic sequence in southern and southeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 800D, p. D1-D24.

Blackwell, D.L.
1983: Geology of the Park Butte-Loomis Mountain area, Washington (eastern margin of the Twin Sisters Dunite); M.Sc. thesis, Western Washington University, 253 p.

Bostock, H.S.
1940: Keremeos, Similkameen District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 341A.

Bostwick, D.A. and Nestell, M.K.
1967: Permian Tethyan fusulinid faunas of the northwestern United States; in Systematics Association 7, Aspects of Tethyan Biogeography, p. 92-102.

Brabb, E.E. and Churkin, M., Jr.
1969: Geologic map of the Charley River quadrangle, east-central Alaska; United States Geological Survey, Miscellaneous Geologic Investigations, Map 1-573.

Braman, D.R.
1981: Upper Devonian - Lower Carboniferous miospore biostratigraphy of the Imperial Formation, District of Mackenzie; Ph.D thesis, University of Calgary, Alberta, 377 p.

Brandon, M.T.
1985: Mesozoic mélange of the Pacific Rim Complex, western Vancouver Island; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the Southern Canadian Cordillera, Geological Society of America Cordilleran Section Meeting, p. 7-1 - 7-28.

Brandon, M.T., Orchard, M.J., Parrish, R.R., Sutherland Brown, A., and Yorath, C.J.
1986: Fossil ages and isotopic dates from the Paleozoic Sicker Group and associated intrusive rocks, Vancouver Island, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 683-694.

Brew, D.A., Ovenshine, A.T., Karl, S.M., and Hunt, S.J.
1984: Preliminary reconnaissance geologic map of the Petersburg and parts of the Port Alexander and Sumdum quadrangles, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Open-File Report 84-405, 43 p.

Brown, R.L. and Read, P.B.
1983: Shuswap terrane of British Columbia: a Mesozoic "core complex"; Geology, v. 11, p. 164-168.

Bultman, T.R.
1979: Geology and tectonic history of the Whitehorse Trough west of Atlin, British Columbia; Ph.D. Thesis, Yale University, 284 p.

Cairnes, C.E.
1924: Coquihalla area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 139, 187 p.
1934: Slocan Mining Camp, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 173, 137 p.

Cameron, B.E.B. and Tipper, H.W.
1985: Jurassic stratigraphy of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 365, 49 p.

Campbell, R.B. and Dodds, C.J.
1978: Operation Saint Elias, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 35-41.
1982a: Geology of southwest Kluane Lake map-area (115G and F(E 1/2)), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 829.
1982b: Geology of Mount St. Elias map-area (115B and C(E 1/2)), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 830.
1982c: Geology of southwest Dezadeash map-area (115A), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 831.
1983a: Geology of Tatshenshini River map-area (114P), British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 926.
1983b: Geology of Yakutat map-area (114O), British Columbia part; Geological Survey of Canada, Open File 927.
1983c: Terranes of the Saint Elias Mountains; Geological Society of America, Abstracts with Programs, 16, p. 274.

Campbell, R.B. and Tipper, H.W.
1970: Geology and mineral exploration potential of the Quesnel Trough, British Columbia; Canadian Institute of Mines and Metallurgy Transactions: Vol. LXXIII, p. 174-179.
1971: Geology of the Bonaparte Lake map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 363, 100 p.

Carlisle, D. and Susuki, T.
1974: Emergent basalt and submergent carbonate-clastic sequences including the Upper Triassic Dilleri and Welleri Zones on Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 254-279.

Carne, R.C.
1979: Geological setting and stratiform mineralization, Tom claims, Yukon Territory; Department of Indian and Northern Affairs, Canada, Report 1979-4, 30 p.

Cecile, M.P.
1984: Evidence against large-scale strike-slip displacement of Paleozoic strata along the Richardson-Hess fault system; Geology, v. 12, no. 7, p. 403-407.

Chi, B.I. and Hills, L.V.
1974: Stratigraphic and paleoenvironmental significance of Upper Devonian megaspores, type section of the Imperial Formation, Northwest Territories, Canada; in Canadian Arctic Geology, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.), Geological Association of Canada-Canadian Society of Petroleum Geologists Symposium, Saskatoon, Saskatchewan, p. 241-257.

Churkin, M. Jr.
1973: Paleozoic and Precambrian rocks in Alaska and their role in its structural evolution; United States Geological Survey, Professional Paper, No. 740, 64 p.

Churkin, M., Jr., Eberlein, G.D., Heuber, F.M., and Mamay, S.H.
1969: Lower Devonian land plants from graptolitic shale in southeastern Alaska; Palaeontology, v. 12, p. 559-573.

Churkin, M., Jr., Jaeger, H., and Eberlein, G.D.
1970: Lower Devonian graptolites from southeastern Alaska; Lethaia, v. 3, p. 183-202.

Clowes, R.M., Brandon, M.T., Green, A.G., Yorath, C.J., Sutherland Brown, A., Kanasewich, E.R., and Spencer, C.
1987: LITHOPROBE - southern Vancouver Island: Cenozoic subduction complex imaged by deep seismic reflections; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 31-51.

Coates, J.A.
1974: Geology of the Manning Park area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 238, 177 p.

Cockfield, W.E.
1948: Geology and mineral deposits of Nicola map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 249, 164 p.

Coney, P., Jones, D.L., and Monger, J.W.H.
1980: Cordilleran suspect terranes; Nature, v. 288, p. 329-333.

Cook, H.E.
1972: Miette platform evolution and relation of overlying bank (reef) localization, Upper Devonian, Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 20, p. 375-410.

Cowan, D.S.
1982: Geologic evidence for post-40 m.y.b.p. large-scale northwestward displacement of part of southeastern Alaska; Geology, v. 10, p. 309-313.

Crickmay, C.H.
1930: The Jurassic rocks of Ashcroft, British Columbia; University of California Publications in Geological Sciences, v. 19(2), p. 23-74.
1962: Gross stratigraphy of Harrison Lake area, British Columbia; Privately published by author, available Evelyn de Mille Books, Calgary, Alberta, Article 8, 12 p.

Crockford, J.
1957: Permian Bryozoa from the Fitzroy Basin, western Australia; Australian Bureau of Mineral Resources, Geology, and Geophysics, Bulletin 34, 134 p.

Currie, L.
1984: The provenance of clasts in the Ashman conglomerate of the northeastern Bowser Basin; B.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 59 p.

Danner, W.R.
1965: Limestones of the western Cordilleran eugeosyncline of southwestern British Columbia, western Washington and northern Oregon; in D.N. Wadia Commemorative Volume, Mining and Metallurgical Institute of India, p. 113-125.
1977: Paleozoic rocks of northwest Washington and adjacent parts of British Columbia; in Paleozoic Paleogeography of the Western United States, J.H. Stewart, C.H. Stevens and A.E. Fritche (eds.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Section Paleogeography Symposium 1, p. 481-502.

Davis, A. and Plafker, G.
1985: Comparative geochemistry and petrology of Triassic basaltic rocks from the Taku terrane on the Chilkat Peninsula and Wrangellia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, no. 2, p. 183-194.

Davis, G.A., Monger, J.W.H., and Burchfiel, B.C.
1978: Mesozoic construction of the Cordilleran "Collage" central British Columbia to central California; in Mesozoic Paleogeography of the Western United States, D.G. Howell and K.A. McDougall (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Section Paleogeography Symposium 2, p. 1-32.

Dawson, K.M. and Orchard, M.J.
1982: Regional metallogeny of the northern Cordillera: biostratigraphy, correlation and metallogenic significance of bedded barite occurrences in eastern Yukon and western District of Mackenzie; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 31-38.

Decker, J.E., Jr.
1980: Geology of a Cretaceous subduction complex, western Chichagof Island, southeastern Alaska; Ph.D. thesis, Stanford University, 135 p.

Diakow, L.J.
1984: Geology between Toodoggone and Chukachida rivers; in Geological Fieldwork 1983; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Resources, Paper 1984-1, p. 139-145.
1985: Potassium-argon age determinations from biotite and hornblende in Toodoggone volcanic rocks; in Geological Fieldwork 1984; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Resources, Paper 1985-1, p. 298-300.

Dodds, C.J. and Campbell, R.B.
1988: Potassium-argon ages of mainly intrusive rocks in the Saint Elias Mountains, Yukon and British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 87-16, 43 p.

Douglas, R.J.W.
1958: Mount Head map-area, Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 291, 241 p.

Douglas, R.J.W., Gabrielse, H., Wheeler, J.O., Stott, D.F., and Belyea, H.R.
1970: Geology of western Canada, Chapter VIII; in Geology and Economic Minerals of Canada, R.J.W. Douglas (ed.), Geological Survey of Canada, Economic Geology Report No. 1. p. 365-488.

Eberlein, G.D., Churkin, M., Jr., Carter, C., Berg, H.C., and Ovenshine, A.T.
1983: Geology of the Craig quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Open-File Report 83-91.

Eisbacher, G.H.
1974: Sedimentary history and tectonic evolution of the Sustut and Sifton basins, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 73-31, 57 p.
1976: Sedimentology of the Dezadeash flysch and its implications for strike-slip faulting along the Denali Fault, Yukon Territory and Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, no. 11, p. 1495-1513.
1981: Late Mesozoic-Paleogene Bowser molasse and Cordilleran tectonics, western Canada; in Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins, A.D. Miall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 23, p. 125-151.
1983: Devonian-Mississippian sinistral transcurrent faulting along the cratonic margin of western North America: A hypothesis; Geology, v. 11, no. 1, p. 7-10.

Embry, A.F. and Klovan, J.E.
1976: The Middle-Upper Devonian clastic wedge of the Franklinian geosyncline; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, no. 4, p. 485-639.

Erdmer, P.
1987: Blueschist and eclogite in mylonitic allochthons, Ross River and Watson Lake areas, southeastern Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1439-1449.

Erdmer, P. and Helmstaedt, H.
1983: Eclogite from central Yukon: a record of subduction at the western margin of ancient North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1389-1408.

Foster, H.L.
1970: Reconnaissance geologic map of the Tanacross Quadrangle, Alaska; U.S. Geological Survey Miscellaneous Geological Investigations Map I-593.
1976: Geologic map of the Eagle Quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Miscellaneous Geological Investigations Map I-922.

Frebold, H.
1957: The Jurassic Fernie Group in the Canadian Rocky Mountains and Foothills; Geological Survey of Canada, Memoir 287, 197 p.

Fritz, M.A.
1932: Permian Bryozoa from Vancouver Island; Royal Society of Canada Transactions, Third Series, v. 26, p. 93-109.

Gabrielse, H.
1963: McDame map area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 319, 138 p.
1968: Geology of Jennings River map-area, British Columbia (104O); Geological Survey of Canada, Paper 68-55, 37 p.
1976: Environments of Canadian Cordillera depositional basins; in Circum-Pacific Energy and Mineral Resources; American Association of Petroleum Geologists, Memoir 25, p. 492-502.
1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, no. 1, p. 1-14.

Gabrielse, H., Dodds, C.J., and Mansy, J.L.
1977: Operation Finlay, British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 243-246.

Gabrielse, H., Wanless, R.K., Armstrong, R.L., and Erdman, L.R.
1980: Isotopic dating of Early Jurassic volcanism and plutonism in north-central British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 27-32.

Gabrielse, H., Loveridge, W.D., Sullivan, R.W., and Stevens, R.D.
1982: U-Pb measurements of zircon indicate middle Paleozoic plutonism in the Omineca Crystalline Belt, north-central British Columbia; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 139-146.

Gehrels, G.E. and Berg, H.C.
1984: Geologic map of southeastern Alaska; United States Geological Survey, Open-File Report 84-886, 28 p.

Gehrels, G.E. and Saleeby, J.B.
1984: Paleozoic geologic history of the Alexander terrane in SE Alaska, and comparisons with other orogenic belts; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 516.
1985: Constraints and speculation on the displacement and accretionary history of the Alexander-Wrangellia Peninsular superterrane; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, p. 356.
1987: Geology of southern Prince of Wales Island, southeastern Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 123-137.
in press: Late Jurassic-Early Cretaceous flysch basins in western North America and the displacement and accretionary history of the Alexander-Wrangellia- Peninsular superterrane; Tectonics.

Gehrels, G.E., Saleeby, J.B., and Berg, H.C.
1983: Preliminary description of the Klakas orogeny in the southern Alexander terrane, southeastern Alaska; in Pre-Jurassic Rocks in Western North American Suspect Terranes, C.H. Stevens (ed.), Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, California, p. 131-141.
1984: Geologic framework of Paleozoic rocks on Annette and Hotspur islands, southern Alexander terrane; United States Geological Survey, Circular 868, p. 113-115.

Geldsetzer, H.H.J.
1982: Depositional history of the Devonian succession in the Rocky Mountains southwest of the Peace River Arch; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-C, p. 55-64.
1984: The role of fine-grained siliclastics in the development of organic buildups; Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Annual Midyear Meeting, Abstracts, p. 34.

Geldsetzer, H.H., Goodfellow, W.D., McLaren, D.J., and Orchard, M.
1987: Sulfur-isotope anomaly associated with the Frasnian-Famennian extinction, Medicine Lake, Alberta, Canada; Geology, v. 15, p. 393-396.

Gibson, D.W.
1965: Triassic stratigraphy near the northern boundary of Jasper National Park, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 64-9, 144 p.
1968a: Triassic stratigraphy between the Athabasca and Smoky rivers of Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 67-65, 114 p.
1968b: Triassic stratigraphy between the Athabasca and Brazeau rivers of Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 68-11, 84 p.
1969: Triassic stratigraphy of the Bow River-Crowsnest Pass region, Rocky Mountains of Alberta and British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 68-29, 48 p.
1970: Triassic stratigraphy, Pine Pass area, northeastern British Columbia; Edmonton Geological Society, Field Conference Guidebook, p. 23-38.
1971a: Triassic stratigraphy of the Sikanni Chief River-Pine Pass region, Rocky Mountain Foothills, northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 70-31, 105 p.
1971b: Triassic petrology of Athabasca - Smoky River region, Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 194, 59 p.
1972: Triassic stratigraphy of the Pine Pass-Smoky River area, Rocky Mountain Foothills and Front Ranges of British Columbia and Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 71-30, 108 p.
1974: Triassic rocks of the southern Canadian Rocky Mountains; Geological Survey of Canada, Bulletin 230, 65 p.
1975: Triassic rocks of the Rocky Mountain Foothills and Front Ranges of northeastern British Columbia and west-central Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 247, 61 p.

Gordey, S.P.
1979: Stratigraphy of southeastern Selwyn Basin in the Summit Lake area, Yukon Territory and Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 13-16.
1981a: Stratigraphy, structure and tectonic evolution of southern Pelly Mountains in the Indigo Lake area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 318, 44 p.
1981b: Geology of Nahanni map area, Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Open File 780.
1983: Thrust faults in the Anvil Range and a new look at the Anvil Range Group, south-central Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 225-227.
in press: Evolution of the northern Cordilleran miogeocline, Nahanni map area (105I), Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir.

Gordey, S.P., Abbott, J.G., and Orchard, M.J.
1982a: Devono-Mississippian (Earn group) and younger strata in east-central Yukon; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 93-100.

Gordey, S.P., Gabrielse, H., and Orchard, M.J.
1982b: Stratigraphy and structure of the Sylvester Allochthon, southwest McDame map area, northern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 101-106.

Gordey, S.P., Wood, D., and Anderson, R.G.
1981: Stratigraphic framework of southeastern Selwyn Basin, Nahanni map area, Yukon Territory and District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 395-398.

Graham, A.D.
1973: Carboniferous and Permian stratigraphy, southern Eagle Plain, Yukon Territory, Canada; in Proceedings of the Symposium on the Geology of the Canadian Arctic, J.D. Aitken and D.J. Glass (ed.), Geological Association of Canada/Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 159-180.

Grantz, A. and May, S.D.
1982: Rifting history and structural development of the continental margin north of Alaska; in Hollis Hedberg Conference, Studies on Continental Margin Geology, J.S. Watkins, and C.L. Drake (ed.), American Association of Petroleum Geologists, Memoir 34, p. 77-100.

Grayston, L.D., Sherwin, D.F., and Allan, J.F.
1964: Middle Devonian; in Geological History of Western Canada, R.G. McCrossan and R.P. Glaister (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, p. 49-59.

Green, L.H.
1972: Geology of Nash Creek, Larson Creek and Dawson map-areas, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 364, 157 p.

Grette, J.F.
1978: Cache Creek and Nicola Group near Ashcroft, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 88 p.

Hall, R.L.
1984: Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Fernie Formation (Jurassic) in the southern Canadian Rocky Mountains; in The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (ed.); Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 9, p. 233-247.

Hall, R.L. and Stronach, N.J.
1982: A guidebook to the Fernie Formation of southern Alberta and British Columbia, 1st Field Conference, Calgary, Circum-Pacific Jurassic Research Group; International Geological Correlation Program No. 171.

Harms, T.A.
1984: Structural style of the Sylvester Allochthon, northeastern Cry Lake map area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 109-112.
1985a: Pre-emplacement thrust faulting in the Sylvester Allochthon, northeast Cry Lake map area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 301-304.
1985b: Cross-sections through Sylvester Allochthon and underlying Cassiar Platform, northern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 109-112.
1986: Structural and tectonic analysis of the Sylvester Allochthon, northern British Columbia: implications for paleogeography and accretion; Ph.D. thesis, University of Arizona, Tuscon.

Haugerud, R.
1985: The geology of the Hozameen Group and Ross Lake shear zone, Maselpanik area, northern Cascades, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 263 p.

Henderson, C.M. and McGugan, A.
1983: Permian conodonts from the Canadian Rocky Mountains; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 15, no. 5, p. 410.
1986: Permian conodont biostratigraphy of the Ishbel Group, southwestern Alberta and southeastern British Columbia; Contributions to Geology, University of Wyoming, v. 24, p. 219-235.

Henderson, C.M., Bamber, E.W., Higgins, A.C., Richards, B.C., and McGugan, A.
in press: Permian (Geological Description, Chapter 6); in Sedimentary Cover of the Craton in Canada; D.F. Stott and J.D. Aitken (ed.), Geological Survey of Canada, Geology of Canada, No. 5 (also Geological Society of America; The Geology of North America, v. D-1).

Hillhouse, J.W.
1977: Paleomagnetism of the Triassic Nikolai Greenstone, McCarthy Quadrangle, Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2578-2592.

Hillhouse, J.W. and Grommé, C.S.
1980: Paleomagnetism of the Triassic Hound Island Volcanics, Alexander terrane, southeastern Alaska; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 2594-2602.

Hills, L.V. and Braman, D.R.
1978: Sedimentary structures of the Imperial Formation; in Display Summaries, Core and Field Sample Conference, A.F. Embry (compiler), Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 35-37.

Hills, L.V., Sangster, E.V., and Suneby, L.B. (eds.)
1981: Lexicon of Canadian Stratigraphy, Volume 2, Yukon Territory and District of Mackenzie; Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta, Canada.

Hopkins, J.C.
1981: Sedimentology of quartzose sandstones of Lower Mannville and associated units, Medicine River area, central Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, no 1, p. 12-41.

Howell, D.G., Murray, R.W., Wiley, T.J., Boundy-Sanders, S., and Kauffman-Linam, L.
1987: Sedimentology and tectonics of Devonian Nation River Formation, Alaska, part of yet another allochthonous terrane; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 71, p. 569.

Hudson, T., Plafker, G., and Dixon, K.
1982: Horizontal offset history of the Chatham Strait fault; United States Geological Survey, Circular 844, p. 128-132.

Irvine, T.N.
1976: Alaskan-type ultramafic-gabbroic bodies in the Aitken Lake, McConnell Creek, and Toodoggone map areas; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 76-81.

Irving, E. and Yole, R.W.
1972: Paleomagnetism and the kinematic history of mafic and ultramafic in fold mountain belts; Canada Department of Energy, Mines and Resources, Publication of the Earth Physics Branch, v. 42, p. 87-95.

Irving, E., Woodsworth, G.J., and Wynne, P.J.
1985: Paleomagnetic evidence for displacement from the south of the Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, no. 4, p. 584-598.

Isachsen, C., Armstrong, R.L., and Parrish, R.R.
1985: U-Pb, Rb-Sr, and K-Ar geochronometry of Vancouver Island igneous rocks; in A Symposium on the Deep Structure of Southern Vancouver Island: results of LITHOPROBE Phase I, Geological Association of Canada, Lithoprobe Project Publication No. 10, Programme and Abstracts, Paper 13, p. 21-22.

Jefferson, C.W., Kilby, D.B., Pigage, L.C., and Roberts, W.J.
1983: The Cirque barite-zinc-lead deposits, northeastern British Columbia; in Sediment-Hosted Stratiform Lead-Zinc Deposits, D.F. Sangster (ed.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, v. 9, p. 121-140.

Jeletzky, J.A.
1977: Porcupine River Formation: a new Upper Jurassic sandstone unit, northern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 76-27, 43 p.

Jeletzky, J.A. and Tipper, H.W.
1967: Upper Jurassic and Cretaceous rocks of Taseko Lakes map-area and their bearing on the geological history of southwestern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 67-54, 218 p.

Jones, A.G.
1959: Vernon map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 296, 186 p.

Jones, D.L., Berg, H.C., Coney, P.J., and Harris, A.
1981: Structural and stratigraphic significance of Upper Devonian and Mississippian fossils from the Cannery Formation, Kupreanof Island, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Circular 823-B, p. 109-112.

Jones, D.L., Irwin, W.P., and Ovenshine, A.T.
1972: Southeastern Alaska — a displaced continental fragment?; United States Geological Survey, Professional Paper 800-B, p. B211-B217.

Jones, D.L., Silberling, N.J., and Hillhouse, J.
1977: Wrangellia - A displaced terrane in northwestern North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2565-2577.

Jones, D.L., Silberling, N.J., Gilbert, W., and Coney P.J.
1982: Character, distribution, and tectonic significance of accretionary terranes in the central Alaska Range; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3709-3717.

Jones, D.L., Silberling, N.J., Coney, P.J., and Plafker, G.
1984: Part A - Lithotectonic terrane map of Alaska (west of the 141st Meridian); in Lithotectonic Terrane Maps of the North American Cordillera; D.L. Jones and N.J. Silberling (ed.), United States Geological Survey, Open-File Report 84-523, p. A1-A12.

Karl, S.M., Decker, J.E., and Johnson, B.R.
1982: Discrimination of Wrangellia and the Chugach terrane in the Kelp Bay Group on Chichagof and Baranof islands, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Circular 844, p. 124-128.

Kerr, J.W.
1981: Evolution of the Canadian Arctic Islands: A transition between the Atlantic and Arctic Oceans; in The Ocean Basins and Margins, volume 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.), p. 105-199.

Kindle, E.D.
1946: The Middle Triassic of Liard River, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 46-1, p. 21-23.

Klepacki, D.W.
1983: Stratigraphic and structural relations of the Milford, Kaslo and Slocan groups, Rosebury Quadrangle, Lardeau map-area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 229-233.

Klepacki, D.W. and Wheeler, J.O.
1985: Stratigraphic and structural relations of the Milford, Kaslo and Slocan groups, Goat Range, Lardeau and Nelson map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 277-286.

Krause, F.F.
1984: Nisku reefs and Devonian lithoherms; in Carbonates in Subsurface and Outcrop, 1984 C.S.P.G. Core Conference; Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 171-189.

Lathram, E.H., Pomeroy, J.S., Berg, H.C., and Loney, R.A.
1965: Reconnaissance geology of Admiralty Island, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1181-R, 48 p.

Leech, G.B.
1953: Geology and mineral deposits of the Shulaps Range, southwestern British Columbia; British Columbia Department of Mines, Bulletin 32, 54 p.

Lenz, A.C.
1972: Ordovician to Devonian history of northern Yukon and adjacent District of Mackenzie; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 20, no. 2, p. 321-361.

Lenz, A.C. and Perry, D.G.
1972: The Neruokpuk Formation of the Barn Mountains and Driftwood Hills, northern Yukon; its age and graptolite fauna; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1129-1138.

Little, H.W.
1960: Nelson map-area, west half, British Columbia (82F W1/2); Geological Survey of Canada, Memoir 308, 205 p.
1982: Geology of the Rossland-Trail map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-26, 39 p.
1983: Geology of the Greenwood map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-29, 37 p.
1985: Geological notes and map, Nelson west half (82F W1/2) map area; Geological Survey of Canada, Open File 1195.

Loney, R.A., Brew, D.A., Muffler, L.J.P., and Pomeroy, J.S.
1975: Reconnaissance geology of Chichagof, Baranof, and Kruzof islands, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 792, 105 p.

Lord, C.S.
1948: McConnell Creek map-area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 251, 72 p.

Lowes, B.E.
1972: Metamorphic petrology and structural geology of the area east of Harrison Lake, British Columbia; Ph.D thesis, University of Washington, 162 p.

Luken, M., Stevens, C.H., and Maginetti, R.
1985: Permian faunal relationships across California; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, no. 6, p. 367.

Lutchmann, M.
1977: Mississippian clastic wedge; in Lower Mackenzie Energy Corridor Study, Geological Component; Geochem Laboratories (Canada) Ltd. and AGAT Consultants Ltd., p. M1-M10.

Lynts, G.W.
1970: Conceptual model of the Bahamian platform for the last 135 million years; Nature, v. 225, p. 1226-1228.

Macauley, G., Penner, D.G., Procter, R.M., and Tisdall, W.H.
1964: Carboniferous; in Geological History of Western Canada, R.G. McCrossan and R.P. Glaister (eds.), Alberta Society of Petroleum Geologists, p. 89-102.

MacIntyre, D.G.
1983: Geology and stratiform barite-sulphide deposits of the Gataga District, northeast British Columbia; in Sediment-Hosted Stratiform Lead-Zinc Deposits, D.F. Sangster (ed.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, v. 9, p. 85-119.
1984: Geology of the Alsek-Tatshenshini Rivers area, British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork, 1983, Paper 1984-1, p. 173-184.
1986: The geochemistry of basalts hosting massive sulphide deposits, Alexander Terrane northwest British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork, 1985, Paper 1986-1, p. 197-210.

MacIntyre, D.G. and Schroeter, T.G.
1985: Mineral occurrences in the Mount Henry Clay area (114P/7, 8); British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork, 1984, Paper 1985-1, p. 365-379.

MacKevett, E.M., Jr.
1978: Geologic map of the McCarthy quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Miscellaneous Inventory Series Map I-1032.

MacKevett, E.M., Jr. and Richter, D.H.
1974: The Nikolai greenstone in the Wrangell Mountains, Alaska, and nearby areas; Geological Association of Canada, Cordilleran Section, Program with Abstracts, p. 13-14.

MacKevett, E.M., Jr., Gardner, M.C., Bergman, S.C., Cushing, G., and McClelland, W.D.
1986: Geological evidence for Late Pennsylvanian juxtaposition of Wrangellia and the Alexander Terrane, Alaska; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 18, no. 2, p. 128.

Macqueen, R.W. and Bamber, E.W.
1967: Stratigraphy of Banff Formation and lower Rundle Group (Mississippian), southwestern Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 67-47, 37 p.
1968: Stratigraphy and facies relationships of the Upper Mississippian Mount Head Formation, Rocky Mountains and Foothills, southwestern Alberta; Bulletin of Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 16, no. 3, p. 225-287.

Macqueen, R.W. and Sandberg, C.A.
1970: Stratigraphy, age, and interregional correlation of the Exshaw Formation, Alberta Rocky Mountains; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 18, no. 1, p. 32-66.

Macqueen, R.W., Bamber, E.W., and Mamet, B.L.
1972: Lower Carboniferous stratigraphy and sedimentology of the southern Rocky Mountains; 24th International Geological Congress, Montreal, Quebec, D.J. Glass (ed.), Guidebook, Field Excursion 17, p. 62.

MacRae, J. and McGugan, A.
1977: Permian stratigraphy and sedimentology - southwestern Alberta and southeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, no. 4, p. 752-766.

Mamet, B.E.
1976: An atlas of microfacies in carboniferous carbonates of the Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Bulletin 255, 131 p.

Mamet, B.L. and Gabrielse, H.
1969: Foraminiferal zonation and stratigraphy of the type section of the Nizi Formation (Carboniferous System, Chesteron Stage), British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 69-16, 19 p.

Mamet, B.L. and Skipp, B.A.
1970: Preliminary foraminiferal correlations of Early Carboniferous strata in the North American Cordillera; in Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifere; Les Congres et Colloques de l'universite de Liege, v. 55, p. 327-348.

Mamet, B.L., Bamber, E.W., and Macqueen, R.W.
1986: Microfacies of the Lower Carboniferous Banff Formation and Rundle Group, Monkman Pass map-area, northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 353, 93 p.

Mattinson, J.M.
1972: Ages of zircons from the northern Cascade Mountains, Washington; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3769-3784.

McClay, K.R.
1984: Tom barite-lead-zinc deposit, Yukon, Canada; in Structural Geology of Stratiform Lead-Zinc Deposits: case histories, K.R. McClay (ed.), Cordilleran Section, Geological Association of Canada, Short Course No. 2 (Part II), p. 60-96.

McGugan, A.
1964: New Permo-Carboniferous nomenclature, western Alberta and adjacent regions; Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 48, no. 3, p. 357-359.

McGugan, A. and Rapson, J.E.
1963: Permo-Carboniferous stratigraphy between Banff and Jasper, Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 11, no. 2, p. 150-160.

McGugan, A. and Rapson-McGugan, J.E.
1976: Permian and Carboniferous stratigraphy, Wapiti Lake area, northeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 24, no. 2, p. 193-210.

McGugan, A., Rapson-McGugan, J.F., Mamet, B.L., and Ross, C.A.
1968: Permian and Pennsylvanian biostratigraphy, and Permian depositional environments, petrography and diagenesis, southern Canadian Rocky Mountains; in Canadian Rockies, Bow River to North Saskatchewan River, Alberta, H. Hornford (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, 16th Annual Field Conference Guidebook, September, 1968, p. 48-66.

McGugan, A., Roessingh, H.K., and Danner, W.R.
1964: Permian; in Geological History of Western Canada, R.G. McCrossan and R.P. Glaister (ed.); Alberta Society of Petroleum Geologists, p. 103-112.

McLaren, D.J.
1982: Frasnian-Famennian extinctions in Geological Society of America, Special Paper 190, p. 477-484.

McLaren, D.J. and Mountjoy, E.W.
1962: Alexo equivalents in the Jasper region, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 62-23, 36 p.

McLearn, F.H. and Kindle, E.D.
1950: Geology of northwestern British Columbia; Geological survey of Canada, Memoir 259.

McMillan, W.J.
1974: Stratigraphic section from the Jurassic Ashcroft Formation and Triassic Nicola Group contiguous to the Guichon Creek Batholith; in Geological Fieldwork, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 27-34.

McTaggart, K.C. and Thompson, R.M.
1967: Geology of part of the northern Cascades in southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 1199-1228.

Meade, H.D.
1977: Petrology and metal occurrences of the Takla Group and Hogem and Germansen batholiths, north-central British Columbia; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, 355 p.

Milford, J.C.
1984: Geology of the Apex Mountain Group, north and east of the Similkameen River, south-central British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 108 p.

Mills, J.W. and Davis, J.R.
1962: Permian fossils of the Kettle Falls area, Stevens County, Washington; Contributions from the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Vol. XIII, Part 2, p. 41-51.

Misch, P.
1966: Tectonic evolution of the northern Cascades of Washington State; in Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera, H.C. Gunning (senior ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 8, p. 101-148.

Monger, J.W.H.
1969: Stratigraphy and structure of Upper Paleozoic rocks, northeast Dease Lake map-area, British Columbia (104J); Geological Survey of Canada, Paper 68-48, 41 p.
1970: Hope map-area, west-half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 69-47, 75 p.
1975: Upper Paleozoic rocks of the Atlin terrane, northwestern British Columbia and south-central Yukon; Geological Survey of Canada, Paper 74-47, 63 p.
1977a: The Triassic Takla Group in McConnell Creek map-area, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 76-29, 45 p.
1977b: Upper Paleozoic rocks of the western Canadian Cordillera and their bearing on Cordilleran evolution; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1832-1859.
1977c: Upper Paleozoic rocks of northwestern British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 255-262.
1980: Upper Triassic stratigraphy, Dease Lake and Tulsequah map areas, northwestern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 1-9.

Monger, J.W.H. and Berg, H.C.
1984: Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska; in Lithotectonic Terrane Maps of the North American Cordillera, Part B, N.J. Silberling and D.L. Jones (ed.), United States Geological Survey, Open-File Report 84-523.

Monger, J.W.H. and Irving, E.
1980: Northward displacement of north-central British Columbia; Nature, v. 285, p. 289-293.

Monger, J.W.H. and McMillan, W.J.
1984: Bedrock geology of Ashcroft (92I) map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 980, Scale 1:125 000.

Monger, J.W.H. and Paterson, I.A.
1974: Upper Paleozoic and lower Mesozoic rocks of the Omineca Mountains; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1, Part A, p. 19-20.

Monger, J.W.H. and Ross, C.A.
1971: Distribution of Fusulinaceans in the western Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 259-278.

Monger, J.W.H., Clowes, R.M., Price, R.A., Simony, P.S., Riddihough, R.P., and Woodsworth, G.J.
1985: Continent-Ocean Transect #7, B2; Juan de Fuca Plate to Alberta Plains; Geological Society of America, Centennial Continent/Ocean Transect No. 7.

Moore, P.F.
in press: Devonian strata of the Interior Plains region of western Canada; in Sedimentary Cover of the Craton in Canada, D.F. Stott and J.D. Aitken (ed.), Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 5 (Geological Society of America, The Geology of North America, v. D-1.

Moore, T.E., Nilsen, T.H., and Brosge, W.P.
in press: Sedimentology of the Kayanut Conglomerate; in Dalton Highway, Yukon River to Prudhoe Bay, Alaska, Guidebook to Bedrock Geology of the eastern Koyukuk Basin, central Brooks Range and east-central Arctic slope; C.G. Mull (ed.), Alaska Geological Society, Guidebook 7 (published by Division of Geological and Geophysical Surveys, Department of Natural Resources, State of Alaska).

Morin, J.A.
1977: Ag-Pb-Zn mineralization in the MM deposit and associated Mississippian felsic volcanic rocks in the St. Cyr Range, Pelly Mountains; in Mineral Industry Report, 1976, Yukon Territory, Canada Department of Indian Affairs and Northern Development, Report EGS 1977-1, p. 83-97.

Morrow, D.W.
1984: Sedimentation in Root Basin and Prairie Creek Embayment - Siluro-Devonian, Northwest Territories; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, no. 10, p. 162-189.

Mortensen, J.K.
1982: Geological setting and tectonic significance of Mississippian felsic metavolcanic rocks in the Pelly Mountains, southeastern Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, no. 1, p. 8-22.
1983: Age and evolution of the Yukon-Tanana Terrane, southeastern Yukon Territory; Ph.D. thesis, University of California, Santa Barbara, 155 p.
1986: U-Pb ages for granitic orthogneiss from western Yukon Territory: Selwyn Gneiss and Fiftymile Batholith revisited; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 141-146.

Mortensen, J.K. and Jilson, G.A.
1985: Evolution of the Yukon-Tanana terrane: Evidence from southeastern Yukon Territory; Geology, v. 13, no. 11, p. 806-810.

Mortensen, J.K., Montgomery, J.R., and Fillipone, J.
1987: U-Pb zircon, monazite and sphene ages for granitic orthogneiss of the Barkerville Terrane, east-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1261-1266.

Mountjoy, E.W.
1967: Triassic stratigraphy of northern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 66-19, 44 p.
1980: Some questions about the development of Upper Devonian carbonate buildups (reefs), Western Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 315-344.

Mountjoy, E.W. and Mackenzie, W.S.
1973: Stratigraphy of the southern part of the Devonian Ancient Wall Complex, Jasper National Park, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 72-20, 121 p.

Mountjoy, E.W. and Riding, R.
1981: Foreslope stromatoporoid-renalcid bioherm with evidence of early cementation, Devonian Ancient Wall reef complex, Rocky Mountains; Sedimentology, v. 28, p. 299-319.

Muller, J.E.
1967: Kluane Lake map-area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 340, 137 p.
1977: Evolution of the Pacific Margin, Vancouver Island, and adjacent regions; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2062-2085.
1980: The Paleozoic Sicker Group of Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-30, 23 p.

Mulligan, R.
1952: Bonnington map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 52-13, 37 p.

Nassichuk, W.W. and Bamber, E.W.
1978: Site 8: Pennsylvanian and Permian stratigraphy at Little Fish Creek; in Geological and Geographical Guide to the Mackenzie Delta area, F.G. Young (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, International Conference - Facts and Principles of World Oil Occurrence, June, 1978, Calgary, p. 85-89.

Nelson, C.H.
1982: Modern shallow-water graded sand layers from storm surges, Bering Shelf: a mimic of Bouma sequences and turbidite systems; Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, no. 2, p. 537-545.

Nelson, S.J.
1982: New Pennsylvanian(?) syringoporid corals from Kamloops area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 376-380.

Nelson, S.J. and Nelson, E.R.
1985: Allochthonous Permian micro- and macrofauna, Kamloops area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, no. 3, p. 442-451.

Newton, C.R.
1983: Paleozoogeographic affinities of Norian bivalves from the Wrangellian Peninsular and Alexander terranes, western North America; in Pre-Jurassic Rocks in Western North American Suspect Terranes, C.H. Stevens (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, Los Angeles, California, p. 37-48.

Nilsen, T.H.
1984: Stratigraphic nomenclature for the Upper Devonian and Lower Mississippian(?) Kanayut Conglomerate, Brooks Range, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1529-A, 64 p.

Nilsen, T.H., Brabb, E.E., and Simoni, T.R.
1976: Stratigraphy and sedimentology of the Nation River Formation, a Devonian deep-sea fan deposit in east-central Alaska; in Recent and Ancient Sedimentary Environments in Alaska, T.P. Miller (ed.), Proceedings of the Alaska Geological Society Symposium, Alaska Geological Society, Alaska, p. E1-E20.

Nokleberg, W.J. and Aleinikoff, J.N.
1985: Summary of stratigraphy, structure, and metamorphism of Devonian igneous-arc terranes, northeastern Mount Hayes Quadrangle, eastern Alaska Range; in The United States Geological Survey in Alaska; accomplishments during 1984, S. Bartsch-Winkler (ed.), United States Geological Survey, Circular 967, p. 66-71.

Norford, B.S.
1981: Devonian stratigraphy at the margins of the Rocky Mountain Trench, Columbia River, southeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, p. 540-560.

Norris, A.W.
1968: Reconnaissance Devonian stratigraphy of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 67-53, 287 p.
1985: Stratigraphy of Devonian outcrop belts in northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie (Operation Porcupine Area); Geological Survey of Canada, Memoir 410, 81 p.

Norris, D.K.
1965: Stratigraphy of the Rocky Mountain Group in the southeastern Cordillera of Canada; Geological Survey of Canada, Bulletin 125, 82 p.
1971: The geology and coal potential of the Cascade Coal Basin; in A Guide to the Geology of the Eastern Cordillera along the Trans-Canada Highway between Calgary, Alberta and Revelstoke, British Columbia; I.A.R. Halliday and D.K. Mathewson (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, p. 25-39.
1981a: Geology, Blow River and Davidson Mountains, Yukon Territory-District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Map 1516A.
1981b: Geology, Old Crow, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 1518A.
1983: Geotectonic correlation chart 1532A - Operation Porcupine project area; Geological Survey of Canada, Map 1532A.

Norris, D.K. and Yorath, C.J.
1981: The North American plate from the Arctic archipelago to the Romanzof Mountains; in The Ocean Basins and Margins, Volume 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr. and F.G. Stehli (ed.), p. 37-103.

Okulitch, A.V.
1973: Age and correlation of the Kobau Group, Mount Kobau, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1508-1518.
1979: Thompson-Shuswap-Okanagan map area; Geological Survey of Canada, Open File 637.
1985: Paleozoic plutonism in southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1409-1424.

Okulitch, A.V., Wanless, R.K., and Loveridge, W.J.
1975: Devonian plutonism in south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1760-1769.

Orchard, M.J.
1984: Early Permian conodonts from the Harper Ranch beds, Kamloops area, southern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 84-1B, p. 207-215.

Ovenshine, A.T.
1975: Tidal origin of parts of the Karheen Formation (Lower Devonian), southeastern Alaska; in Tidal Deposits, A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts, R.N. Ginsburg (ed.), Springer-Verlag, p. 127-133.

Ovenshine, A.T., Eberlein, G.D., and Churkin, M., Jr.
1969: Paleotectonic significance of a Silurian-Devonian clastic wedge, southeastern Alaska; Geological Society of America, Abstracts with Programs, 1, p. 50.

Palmer, A.R., compiler
1983: Decade of North American Geology 1983 geological time scale; Geological Society of America Map and Chart Series MC-50.

Panteleyev, A.
1984: Stratigraphic position of the 'Toodoggone volcanics'; in Geological Fieldwork 1983; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1984-1, p. 136-138.

Parrish, R.R.
1981: Geology of the Nemo Lakes Belt, northern Valhalla Range, southeast British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 944-958.

Paterson, I.A.
1973: The geology of the Pinchi Lake area, central British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 260 p.
1977: The geology and evolution of the Pinchi Fault zone at Pinchi Lake, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1324-1342.

Paterson, I.A. and Harakal, J.E.
1974: Potassium-argon dating of blueschists from Pinchi Lake, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1007-1011.

Pavlis, T.L.
1982: Origin and age of the Border Ranges fault of southern Alaska and its bearing on the late Mesozoic tectonic evolution of Alaska; Tectonics, v. 1, p. 343-368.

Pearson, D.A.
1973: Harrison, Lucky Jim Properties; in British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Geology, Exploration and Mining in British Columbia, p. 125-131.

Peatfield, G.R.
1978: Geologic history and metallogeny of the "Boundary District", southern British Columbia and Northern Washington; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 247 p.

Pedder, A.E.H.
1982: The rugose coral record across the Frasnian/Famennian boundary; Geological Society of America, Paper 190, p. 485-489.

Pelletier, B.R.
1963: Triassic stratigraphy of the Rocky Mountains and Foothills, Peace River District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 62-26.

Pelzer, E.E.
1966: Mineralogy, geochemistry, and stratigraphy of the Besa River Shale, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, no. 2, p. 273-321.

Petocz, R.G.
1970: Biostratigraphy and Lower Permian fusulinidae of the Upper Delta River area, east-central Alaska range; Geological Society of America, Special Paper 130, 94 p.

Poole, F.G.
1974: Flysch deposits of the Antler foreland basin, western United States; in Tectonics and Sedimentation, W.R. Dickinson (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 22, p. 58-82.

Poole, W.H.
1956: Geology of the Cassiar Mountains in the vicinity of the Yukon-British Columbia boundary; Ph.D. thesis, Princeton University, 247 p.

Potter, C.J.
1983: Geology of the Bridge River Complex, southern Shulaps range, British Columbia: A record of Mesozoic convergent tectonics; Ph.D thesis, University of Washington, 169 p.

Poulton, T.P.
1982: Paleogeographic and tectonic implications of Lower and Middle Jurassic facies patterns in northern Yukon Territory and adjacent Northwest Territories; in Arctic Geology and Geophysics, A.F. Embry and H.R. Balkwill (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 13-27.
1984: The Jurassic of the Canadian Western Interior, from 49_N Latitude to Beaufort Sea; in The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 9, p. 15-41.

Poulton, T.P. and Tempelman-Kluit, D.J.
1982: Recent discoveries of Jurassic fossils in the Lower Schist division of central Yukon; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 91-94.

Poulton, T.P., Leskiw, K., and Audretsch, A.P.
1982: Stratigraphy and microfossils of the Jurassic Bug Creek Group of northern Richardson Mountains, northern Yukon and adjacent Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 325.

Price, R.A.
1965: Flathead map area, British Columbia and Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 336, 221 p.

Price, R.A., Monger, J.W.H., and Muller, J.E.
1981: Cordilleran cross-section - Calgary to Victoria; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, and Canadian Geophysical Union, p. 261-334.

Pugh, D.C.
1983: Pre-Mesozoic geology in the subsurface of Peel River map-area, Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 401.

Ray, G.E.
1986: The Hozameen fault system and related Coquihalla serpentine belt of southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1022-1041.

Read, P.B.
1983: Geology, Classy Creek (104J/2E) and Stikine Canyon (104J/1W); Geological Survey of Canada, Open File 940, 1 sheet.

Read, P.B. and Brown, R.L.
1981: Columbia River fault zone: southeast margin of the Shuswap and Monashee complexes, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1127-1145.

Read, P.B. and Monger, J.W.H.
1976: Pre-Cenozoic volcanic assemblages of the Kluane and Alsek ranges, southwestern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 381, 96 p.

Read, P.B. and Okulitch, A.V.
1977: The Triassic unconformity of south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 606-638.

Rees, C.J., Irving, E., and Brown, R.L.
1985: Paleomagnetism of Triassic-Jurassic volcaniclastic rocks of Quesnellia from Quesnel Lake, British Columbia; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, no. 6, p. 403.

Reesor, J.E.
1973: Geology of the Lardeau map-area, east-half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 369.

Reid, R.P. and Tempelman-Kluit, D.J.
1987: Upper Triassic Tethyan-type reefs in the Yukon; Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 35, no. 3, p. 316-332.

Richards, B.C.
1978: Submarine channels in the Flett Formation: a deeper water carbonate succession, District of Mackenzie, Canada; Geological Association of Canada, Abstracts with Programs, Annual Meeting, v. 3, p. 478.
1983: Uppermost Devonian and Lower Carboniferous stratigraphy, sedimentation, and diagenesis, southwestern District of Mackenzie and southeastern Yukon Territory (NTS 95B, C, F, and G); Ph.D. thesis, University of Kansas.
1989: Uppermost Devonian and Lower Carboniferous stratigraphy, sedimentation, and diagenesis, southwestern District of Mackenzie and southeastern Yukon Territory (NTS 95B, C, and G); Geological Survey of Canada, Bulletin 390, 135 p.

Richards, B.C., Bamber, E.W., Higgins, A.C., and Utting, J.
in press: Carboniferous, (Geological Description, Chapter 6); in Sedimentary Cover of the Craton: Canada, D.F. Stott and J.D. Aitken (ed.); Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 5 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. D-1).

Richards, T.A.
1976: Takla project (Reports 10-16): McConnell Creek map-area (94D, East Half) British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 43-50.

Richter, D.H.
1976: Geologic map of the Nabesna Quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Miscellaneous Geological Investigations Map I-932.

Richter, D.H., Lanphere, M.A., and Matson, N.A., Jr.
1975: Granitic plutonism and metamorphism, eastern Alaska Range, Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 819-829.

Rigby, K.
1973: Permian sponges from northwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1600-1606.

Rinehart, C.D. and Fox, K.F.
1972: Geology and mineral deposits of the Loomis Quadrangle, Okanagan County, Washington; Washington Division of Mines and Geology, Bulletin 64, 124 p.

Roddick, J.A.
1967: Tintina Trench; Journal of Geology, v. 75, p. 23-33.

Roddick, J.A. and Hutchison, W.W.
1973: Pemberton (east half) map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 73-17, 21 p.

Roddick, J.A. and Woodsworth, G.J.
1977: Coast Mountain Project; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 271-272.

Roots, E.F.
1954: Geology and mineral deposits of Aiken Lake map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 274, 246 p.

Ross, C.A.
1969: Upper Paleozoic fusulinacea: *Eowaegingella* and *Wedekindellina* from Yukon Territory and giant *Parafusulina* from British Columbia; in Contributions to Canadian Paleontology, Geological Survey of Canada, Bulletin 182, p. 129-134.

Ross, C.A. and Nassichuk, W.W.
1970: Yabeina and Waagenoceras from the Atlin Horst area, northwestern British Columbia; Journal of Paleontology, v. 44, no. 4, p. 779-781.

Ross, C.A. and Monger, J.W.H.
1977: Carboniferous and Permian fusulinaceans from the Omineca Mountains; Geological Survey of Canada, Bulletin 267, 75 p.

Ross, C.A. and Ross, J.R.P.
1983: Late Paleozoic accreted terranes of western North America; in Pre-Jurassic rocks in western North American suspect terranes, C.H. Stevens (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, Los Angeles, California, p. 7-22.

Rossman, D.L.
1959: Geology and ore deposits of northwestern Chichagof Island, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1058-E, p. E139-E216.

Rusmore, M.E.
1987: Geology of the Cadwallader Group and the Intermontane-Insular superterrane boundary, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2279-2291.

Sable, E.G.
1977: Geology of the western Romanzof Mountains, Brooks Range, northeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 897, 84 p.

Sada, K. and Danner, W.R.
1973: Early Permian *Para Fusulina* and *Pseudo Fusulinella* from the Chilliwack Group, southwestern British Columbia, Canada; Transects and Proceedings, Palaeontological Society of Japan, New Series, no. 90, p. 72-80.
1974: Early and Middle Pennsylvanian Fusulinids from southern British Columbia, Canada and northwestern Washington, U.S.A.; Transects and Proceedings, Paleontological Society of Japan, New Series, no. 93, p. 249-265.
1976: *Pseudoschwagerina* from Harper Ranch area near Kamloops, British Columbia; Commemoration Volume of the Founding of the Faculty of Integrated Arts and Sciences, Hiroshima University, p. 213-228.

Saleeby, J.B., Gehrels, G.E., and Berg, H.C.
1985: Character of the Alexander-Taku Terrane Boundary - Cape Fox to Cleveland Peninsula Region - SE Alaska; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, no. 6, p. 406.

Sando, W.J. and Bamber, E.W.
1985: Coral Zonation of the Mississippian System in the Western Interior Province of North America; United States Geological Survey, Professional Paper 1334, 61 p.

Schiarizza, P.
1982: Clearwater area; in Geological Fieldwork, 1981, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, p. 59-67.

Schiarizza, P. and Preto, V.A.
1984: Geology of the Adams Plateau-Clearwater area; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map 56.

Schlager, W.
1981: The paradox of drowned reefs and carbonate platforms; Geological Society of America Bulletin, v. 92, Part 1, p. 197-211.

Schuchert, C.
1923: Sites and nature of the North American geosynclines; Geological Society of America Bulletin, v. 34, p. 151-239.

Scott, D.L.
1964: Pennsylvanian stratigraphy; Alberta Society of Petroleum Geologists, Guidebook, 14th Annual Field Conference; Bulletin Canadian Petroleum Geologists, v. 12, p. 460-493.

Selwyn, A.R.C.
1872: Journal and report of preliminary explorations in British Columbia; Geological Survey of Canada, Report of Progress for 1871-72, p. 16-72.

Shannon, K.R.
1982: Cache Creek Group and contiguous rocks, near Cache Creek, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, 72 p.

Skinner, J.W. and Wilde, G.L.
1966: A new Permian fusulinid from southern British Columbia; Academy of Sciences of U.S.S.R., Problems in Micropaleontology, v. 10, p. 105-108.

Sloss, L.L.
1963: Sequences in the cratonic interior of North America; Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 93-113.

Smith, J.G. and MacKevett, E.M., Jr.
1970: The Skolai Group in the McCarthy B-4, C-4, C-5 Quadrangles, Wrangell Mountains, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1274-Q, p. Q1-Q26.

Smith, R.B.
1974: Geology of the Harper Ranch Group (Carboniferous- Permian) and Nicola Group (Upper Triassic), northwest of Kamloops, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 211 p.

Snook, J.R., Ellis, M.A., Mills, J.W., and Watkinson, A.J.
1982: The Kootenay Arc in N.E. Washington; Geological Society of America, Abstracts with Programs, 1982, v. 14, p. 235.

Souther, J.G.
1959: Chutine, Cassiar District; Geological Survey of Canada, Map 7-1959.
1971: Geology and mineral deposits of Tulsequah map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 362, 84 p.
1972: Telegraph Creek map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 71-44, 38 p.

Springer, G.D., MacDonald, W.D., and Crockford, M.B.B.
1964: Jurassic; in Geological History of Western Canada, Chapter 10, R.G. McCrossan and R.P. Glaister (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, p. 137-155.

Still, J.C.
1984: Stratiform massive sulphide deposits of the Mt. Hendry Clay area, southeast Alaska; United States Bureau of Mines, Open File Report 118-184.

Stone, D.B., Panuska, B.C., and Packer, D.R.
1982: Paleolatitudes versus time for southern Alaska; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3697-3708.

Stott, D.F.
1967: Jurassic and Cretaceous stratigraphy between Peace and Tetsa rivers, northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 66-7, 73 p.
1982: Lower Cretaceous Fort St. John Group and Upper Cretaceous Dunvegan Formation of the Foothills and Plains of Alberta, British Columbia, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 328.

Struik, L.C.
1980: Geology of the Barkerville-Cariboo River area, east-central British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 335 p.
1981: A re-examination of the type area of the Devono- Mississippian Cariboo Orogeny, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1767-1775.
1985: Pre-Cretaceous terranes and their thrust and strike-slip contacts, Prince George (east half) and McBride (west half) map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 267-272.

Struik, L.C. and Orchard, M.J.
1985: Upper Paleozoic conodonts from ribbon chert of the Antler Formation of Slide Mountain Terrane denote imbricate thrust sheets, central British Columbia; Geology, v. 13, no. 11, p. 794-798.

Sutherland Brown, A.
1963: Geology of the Cariboo River area, British Columbia: British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 47, 113 p.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54, 226 p.

Symons, D.T.A.
1971: Paleomagnetic notes on the Karmutsen basalts, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 71-24, p. 10-24.
1976: Paleomagnetism of the Triassic Guichon Batholith and rotation in the Interior Plateau, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1388-1396.

Taylor, G.C. and Mackenzie, W.S.
1970: Devonian stratigraphy of northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 186, 62 p.

Tempelman-Kluit, D.J.
1970: Stratigraphy and structure of the "Keno Hill Quartzite" in Tombstone River-Upper Klondike River map-areas, Yukon Territory (116B/7, B/8); Geological Survey of Canada, Bulletin 180, 102 p.
1972: Geology and origin of the Faro, Vangorda and Swim concordant lead-zinc deposits, central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 208, 73 p.
1974: Reconnaissance geology of Aishihik Lake, Snag and part of Stewart River map-areas, west-central Yukon; Geological Survey of Canada, Paper 73-41, 97 p.
1977: Geology of Quiet Lake and Finlayson Lake map areas, Yukon Territory (105F and G); Geological Survey of Canada, Open File 486.
1979a: Transported cataclasite, ophiolite and granodiorite in Yukon: evidence for arc-continent collision; Geological Survey of Canada, Paper 79-14, 27 p.
1979b: Five occurrences of transported synorogenic clastic rocks in Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 1-12.

Tempelman-Kluit, D. and Wanless, R.K.
1980: Zircon ages for the Pelly Gneiss and Klotassin granodiorite in western Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 297-306.

Tennyson, M.E. and Coles, M.R.
1978: Tectonic significance of Upper Mesozoic Methow-Pasayten sequence, northeastern Cascade Range, Washington and British Columbia; in Mesozoic Paleogeography of the Western United States, D.G. Howell and K.A. McDougall (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Section Paleography Symposium 2, p. 499-508.

Tennyson, M.E., Jones, D.L., and Murchie, B.L.
1982: Age and nature of chert and mafic rocks in the Hozameen Group, north Cascade Range, Washington; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 14, p. 239.

Terry, J.
1977: Geology of the Nahlin ultramafic body, Atlin and Tulsequah map-areas, northwestern British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 263-266.

Thompson, M.L.
1965: Pennsylvanian and Early Permian fusulinids from Fort St. James area, British Columbia, Canada; Journal of Paleontology, v. 39, p. 224-234.

Thomson, R.C., Smith, P.L., and Tipper, H.W.
1986: Lower to Middle Jurassic (Pliensbachian to Bajocian) stratigraphy of the northern Spatsizi area, north-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, no. 12, p. 1963-1973.

Thorstad, L.E.
1980: Upper Paleozoic volcanic and volcaniclastic rocks in northwest Toodoggone map-area, British Columbia; in Current Research, Part B; Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 207-211.

Thorstad, L.E. and Gabrielse, H.
1986: The Upper Triassic Kutcho Formation Cassiar Mountains, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 86-16.

Tipper, H.W.
1976: Biostratigraphic study of Mesozoic rocks in Intermontane and Insular belts of the Canadian Cordillera, British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 57-59.
1981: Offset of an upper Pliensbachian geographic zonation in the North American Cordillera by transcurrent movement; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1788-1792.
1984: The age of the Jurassic Rossland Group of southeastern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 631-632.

Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270, 73 p.

Tozer, E.T.
1967 :A standard for Triassic time; Geological Survey of Canada, Bulletin 156, 103 p.
1979: Latest Triassic ammonoid faunas and biochronology, western Canada; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 127-135.
1982a: Late Triassic (upper Norian) and earliest Jurassic (Hettangian) rocks and ammonoid faunas, Halfway River and Pine Pass map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 385-391.
1982b: Marine Triassic faunas of North America: their significance for assessing plate and terrane movements; Geologische Rundschau, v. 71, no. 3, p. 1077-1104.
1984: The Triassic and its ammonoids; evolution of a time scale; Geological Survey of Canada, Miscellaneous Report 35, 171 p.

Travers, W.B.
1978: Overturned Nicola and Ashcroft strata and their relation to the Cache Creek Group, southwestern Intermontane Belt, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 99-116.
1982: Possible large-scale overthrusting near Ashcroft, British Columbia: Implications for petroleum prospecting; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 30, no. 1, p. 1-8.

Trettin, H.
1961: Geology of the Fraser River Valley between Lillooet and Big Bar Creek; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 44, 109 p.

Turner, D.L., Herreid, G., and Bundtzen, T.K.
1977: Geochronology of southern Prince of Wales Island, Alaska; Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys Geologic Report 55, p. 11-16.

United States Geological Survey
1982: Interpretation of the heterogeneous rocks in the Duncan Canal area as a Cretaceous mélange; United States Geological Survey, Professional Paper 1275, 90 p.

Vance, J.A., Dungan, M.A., Blanchard, D.P., and Rhodes, J.M.
1980: Tectonic setting and trace element geochemistry of Mesozoic ophiolitic rocks in western Washington; American Journal of Science, v. 280-A, p. 359-388.

Van der Voo, R., Jones, M., Grommé, C.S., Eberlein, G.D., and Churkin, M., Jr.
1980: Paleozoic paleomagnetism and northward drift of the Alexander terrane, southeastern Alaska; Journal of Geophysical Research, v. 85, no. B10, p. 5281-5296.

Waterhouse, J.B. and Waddington, J.
1982: Systematic descriptions, paleoecology and correlations of the Late Paleozoic subfamily Spiriferellinae (Brachiopoda) from the Yukon Territory and the Canadian Arctic Archipelago; Geological Survey of Canada, Bulletin 289, 72 p.

Watson, K.DeP. and Mathews, W.H.
1944: The Tuya-Teslin area, northern British Columbia; British Columbia Department of Mines, Bulletin 19, 52 p.

Werner, L.J.
1978: Metamorphic terrane, northern Coast Mountains west of Atlin Lake, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 69-70.

Wheeler, J.O.
1961: Whitehorse map-area, Yukon Territory, 105D; Geological Survey of Canada, Memoir 312, 156 p.

Williams, G.K.
1977: The Hay River Formation and its relationship to adjacent formations, Slave River map-area, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Paper 75-12, 17 p.

Wilson, F.H., Dadisman, S.V., and Herson, P.L.
1979: Map showing radiometric ages of rocks in southeastern Alaska; United States Geological Survey, Open File Report 79-594.

Wilson, J.T.
1968: Static or mobile earth: the current scientific revolution; Proceedings of the American Philosophical Society, v. 112, no. 5, p. 309-320.

Woodsworth, G.J. and Orchard, M.J.
1985: Upper Paleozoic to lower Mesozoic strata and their conodonts, western Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1329-1344.

Woodsworth, G.J., Crawford, M.L., and Hollister, L.S.
1983: Metamorphism and structure of the Coast Plutonic Complex and adjacent belts, Prince Rupert and Terrace areas, British Columbia; Geological Association of Canada Field Trip Guide 14, 62 p.

Yates, R.G.
1964: Geological map and sections of the Deep Creek areas, Stevens and Pend Oreille counties, Washington; United States Geological Survey, Miscellaneous Geological Investigations Map I-412.

Yole, R.W.
1963: An early Permian fauna from Vancouver Island, British Columbia; Canadian Petroleum Geology Bulletin, v. 11, no. 2, p. 138-149.
1969: Upper Paleozoic stratigraphy of Vancouver Island, British Columbia; Proceedings, Geological Association of Canada, v. 20, p. 30-40.

Yole, R.W. and Irving, E.
1980: Displacement of Vancouver Island: Paleomagnetic evidence from the Karmutsen Formation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1210-1288.

Yorath, C.J. and Chase, R.L.
1981: Tectonic history of the Queen Charlotte Islands and adjacent areas - a model; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1717-1739.

Adresse des auteurs

S.P. Gordey
J.W.H. Monger
J.O. Wheeler
H.W. Tipper
H. Gabrielse
L.C. Struik
C.J. Dodds
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

H.H.J. Geldsetzer
D.W. Morrow
E.W. Bamber
C.M. Henderson
B.C. Richards
D.W. Gibson
T.P. Poulton
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

A. McGugan
University of Calgary
Department of Geology and Geophysics
Calgary,Alberta
T2N 1N4

G.E. Gehrels
J. O'Brien
Department of Geosciences
University of Arizona
Tucson, Arizona
U.S.A. 85721

R.B. Campbell
1760 Forest Park Drive
Sidney, British Columbia
V8L 4A6

T. Harms
Department of Geology
Amherst College
Amherst, Massachusetts
U.S.A. 01002

ADDENDA

Des descriptions détaillées de la biostratigraphie et des milieux tectoniques des roches du Trias supérieur et du Jurassique inférieur dans les îles de la Reine-Charlotte sont faites dans plusieurs rapports contenus dans l'ouvrage suivant:

Woodsworth, G.J. (ed.)

1991: Evolution and hydrocarbon potential of the Queen Charlotte Basin, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 90-10, 569 p.

Strates du Jurassique inférieur et moyen dans le Domaine de l'avant-pays

Des rapports récents ont mis en lumière des variations majeures dans les lithologies du Jurassique inférieur et moyen du sud au nord dans le Domaine de l'avant-pays méridional; ces variations indiquent une instabilité des régimes sédimentaires, et peut-être aussi tectoniques, du craton avant l'orogenèse cordillérienne. Dans l'extrême sud-ouest de l'Alberta et le sud-est de la Colombie-Britannique, les strates du Jurassique basal (Sinémurien) renferment une unité de phosphorite qui atteint 10 m d'épaisseur. Le fait que les modèles de sédimentation phosphoritique du type de la côte Ouest supposent obligatoirement l'accès à des courants océaniques ascendants limite le degré de proximité des terranes allochtones par rapport à la côte Ouest du continent au Sinémurien (Poulton et Aitken, 1989).

Le Membre de Nordegg, unité de chert noir et de calcaire du Jurassique basal observée dans le centre ouest de l'Alberta, est absent dans le nord-ouest de l'Alberta et le nord-est de la Colombie-Britannique, où la même position est occupée par un faciès de calcaire argileux en plaquettes, qui pourrait être cependant de formation un peu plus récente (Pliensbachien au lieu du Sinémurien). Les limites et l'allure générale de la plate-forme carbonatée et, au nord, du faciès argileux, ont été décrites par Poulton et al. (1991).

Dans le même ordre d'idées, le grès de Rock Creek du Jurassique moyen ainsi que les grès et shales associés du centre ouest de l'Alberta sont apparemment absents dans le nord-ouest de l'Alberta et le nord-est de la Colombie-Britannique, sous une discordance située à la base de la séquence du Jurassique supérieur, qui est superficiellement semblable (Poulton et al., 1991).

Les plus récentes synthèses du Jurassique, avec renvoi aux principaux ouvrages de référence, sont celle de Poulton (1989a) pour le nord du Domaine de l'avant-pays, et celle de Poulton (1989b) pour le sud du Domaine de l'avant-pays.

RÉFÉRENCES

Poulton, T.P.

1989a: Current status of Jurassic biostratigraphy and stratigraphy, northern Yukon and adjacent Mackenzie Delta; in Current Research, Part G, Geological Survey of Canada, Paper 89-1G, p. 25-30.

1989b: Upper Absaroka to Lower Zuni: the transition to the foreland basin; in Western Canada Sedimentary Basin. A case history, B.D. Ricketts (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, p. 233-247.

Poulton, T.P. and Aitken, J.D.

1989: The Lower Jurassic phosporites of southeastern British Columbia and terrane accretion to western North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 1612-1616.

Poulton, T.P., Tittemore, J. and Golby, G.

1991: Jurassic strata, northwestern (and west central) Alberta and northeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 38A, p. 159-175.

Imprimé au Canada

Planche 1. Noyau du Complexe gneissique de Thor-Odin, près de Cariboo Alp, dans la chaîne Monashee. La photo est prise vers le nord. On aperçoit à quelque distance un gneiss massif de couleur grise, qui a produit une datation U/Pb d'environ 2,0 Ga. Au premier plan se trouve une zone de failles imbriquées à pendage sud-ouest, structuralement sus-jacente au massif du socle et constituée de copeaux de socle de couleur grise et de métasédiments de couleur rouille en surface altérée dont l'âge est indéterminé. (Photo : R.R. Parrish). KGS 2288

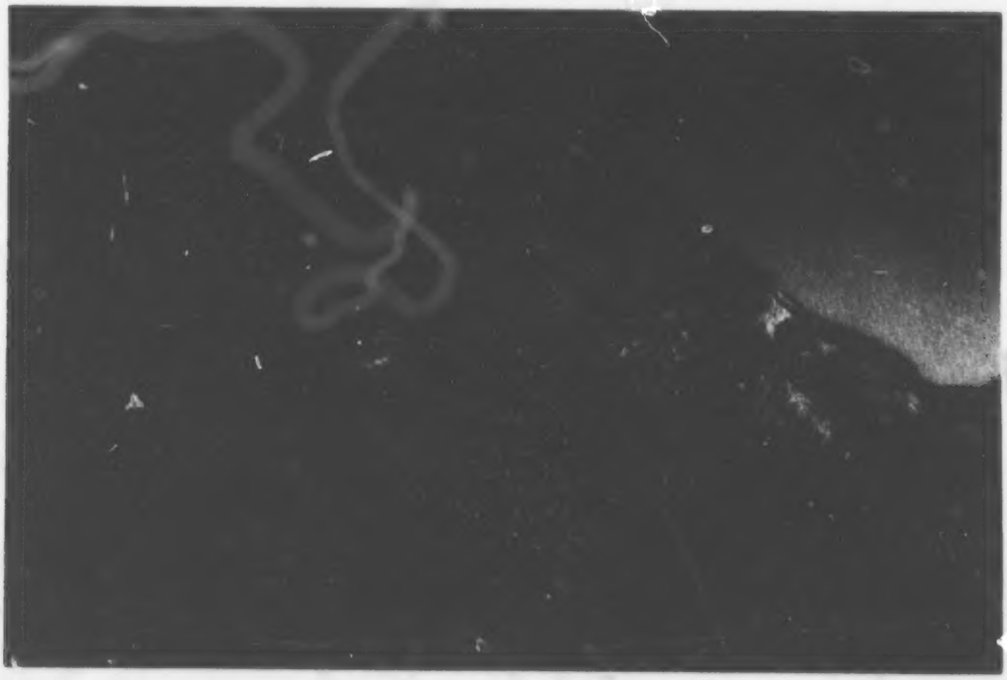


Planche 2. Affleurements caractéristiques du faciès de plate-forme nord-est du Supergroupe de Purcell (Belt) au lac Waterton, en Alberta. Al = Formation d'Atlyn, Ap = Formation d'Appekunny, G = Formation de Grinnell, S = Formation de Siyeh. (Photo : D.K. Norris). KGS 2269

Planche 3. Affleurements de roches sédimentaires à grain fin du Groupe de Fairchild Lake de l'Assemblage de Purcell-Wernecke, dans les monts Wernecke. (Photo: J.D. Aitken). KGS 2260

Planche 4. Groupe de Gillespie Lake (Supergroupe de Wernecke), près de son stratotype. Presque toute la roche visible est de la dolomie; l'unité noire en surface altérée formant le col renferme plus de dolomie silteuse et argileuse et de chert, et elle se présente en grande partie comme une succession de cycles régressifs, d'échelle métrique. Des stromatolites algaires sont bien visibles dans les dolomies résistantes disposées en couches épaisses et formant des arêtes, à droite. (Photo: J.D. Aitken). KGS 2270

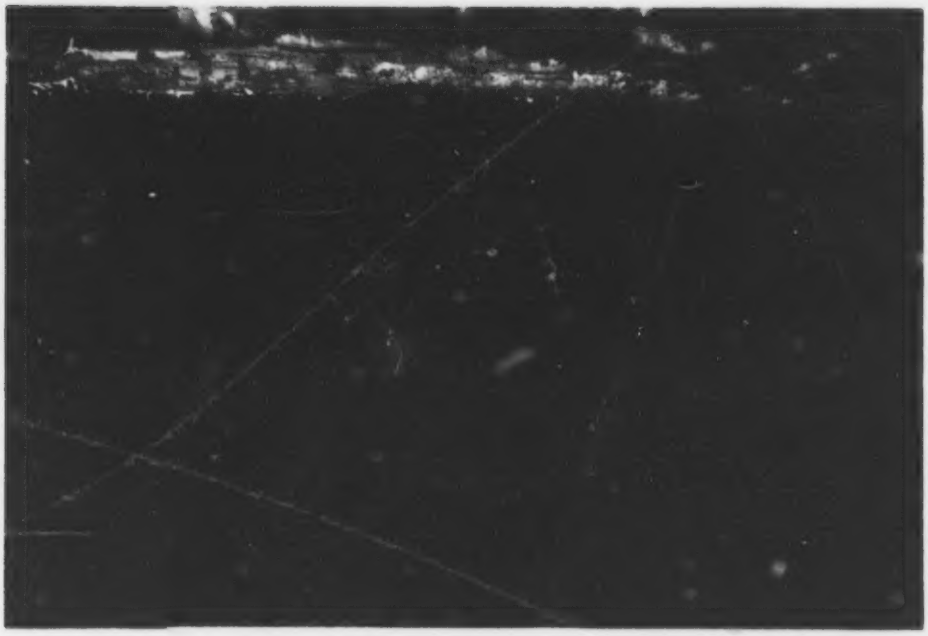


Planche 5. Cette photo, prise vers le nord-ouest en direction du lac Coates, dans le centre des monts Mackenzie, fait voir le contact entre le quartzite brun foncé du Groupe de Katherine à droite, et le carbonate du Groupe de Little Dal à gauche. La mince unité, de couleur crème en surface altérée, qui est située à la base du Groupe de Little Dal se compose de siltstone et de siltstone dolomitique à polygones de dessiccation. Les strates roses en surface altérée que l'on aperçoit au second plan appartiennent à la Formation de Redstone River. (Photo: J.D. Aitken). KGS 2263

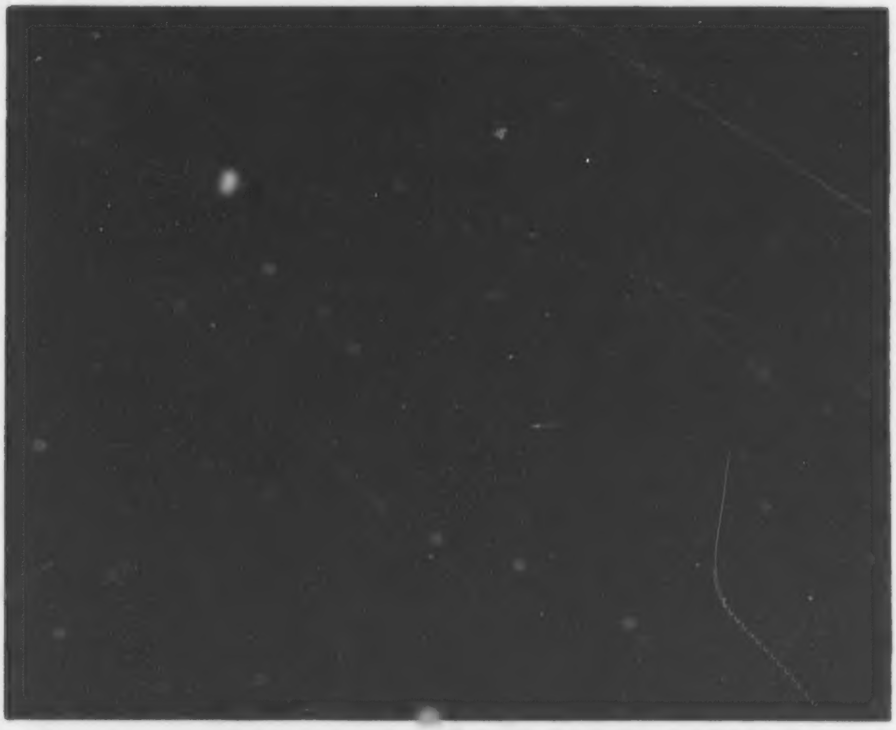


Planche 6. Cette photo, prise en direction de l'ouest dans le sud des monts Ogilvie, montre deux failles à pendage nord qui se sont formées au cours d'un épisode de distension au début du Protérozoïque tardif. La faille sud (1) est une faille de chevauchement réactivée du Mésozoïque qui sépare une dolomie du Paléozoïque inférieur (mur) d'un siltstone et d'un grès du Supergroupe de Wernecke du Protérozoïque moyen (toit). La faille nord (2) est une faille normale du Protérozoïque tardif dont le toit est constitué de roches clastiques dolomitiques et de blocs éboulés (masses blanches). Les roches clastiques mal triées sont le produit de l'érosion des carbonates de plate-forme qui surmontent le Supergroupe de Wernecke, érosion ayant précédé une sédimentation carbonatée du Paléozoïque précoce. (Photo: R.I. Thompson). KGS 2289

Planche 7. Mudrocks pourpres et roches vertes (volcanites de Kohse Creek) du Groupe de Pinguicula, qui reposent en discordance angulaire sur des couches de dolomie à pendage abrupt du Groupe de Gillespie Lake, près du lac Pinguicula, dans les monts Mackenzie. (Photo: J.D. Aitken). KGS 2259

Planche 8. Groupe de Coates Lake, près de la rivière Mountain, dans les monts Mackenzie. La photo montre des laves basales (en bas, à droite), surmontées successivement par un carbonate gris résistant de la Formation de Thundercloud, un siltstone et un gypse blanc moins résistants de la Formation de Redstone River, un carbonate résistant gris clair de la Formation de Coppercap et un siltstone noir en surface altérée de la Formation de Sayunei. (Photo: C.W. Jefferson). KGS 2279

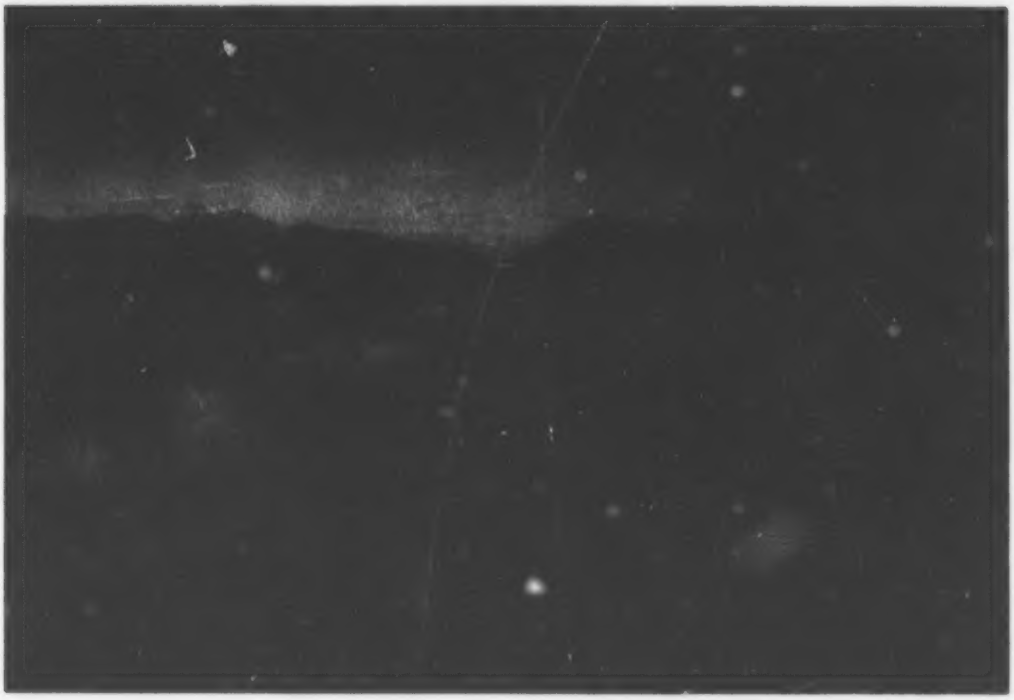


Planche 9. Cette photo, prise en direction du nord-ouest dans le centre nord des monts Mackenzie, montre une diamictite de couleur chamois en surface altérée de la Formation de Shezal, dont la limite supérieure est en contact avec les roches clastiques à grain généralement fin de la Formation de Twitya, et la limite inférieure avec les laminites et turbidites silicoclastiques rouge foncé à marron de la Formation de Sayunei. (Photo: J.D. Aitken). KGS 2282

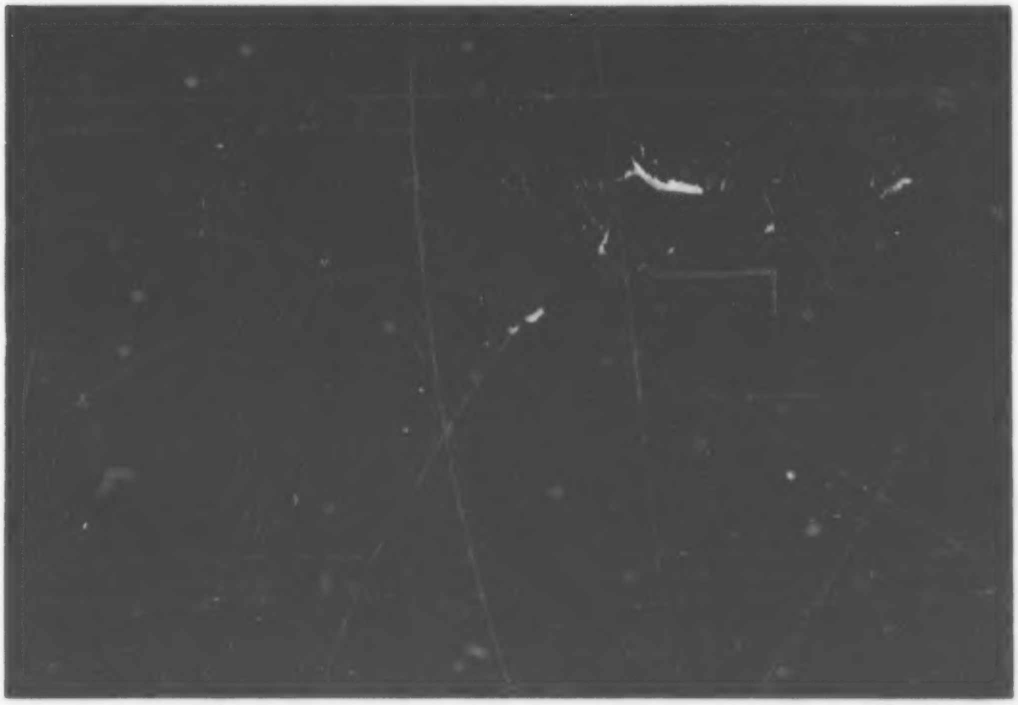


Planche 10. Photo prise vers le nord-ouest dans le centre ouest des monts Mackenzie. Un quartzite résistant de la formation supérieure du Groupe de Backbone Ranges est surmonté, à l'extrême gauche, par une dolomie de couleur chamois en surface altérée qui appartient à la Formation d'Avalanche du Cambrien moyen. (Photo: H. Gabrielse). KGS 2271

Planche 11. Photo prise vers le nord-ouest, en direction du mont Robson, à l'ouest du parc national Jasper, où affleurent environ 2 900 m de strates principalement carbonatées du Cambrien moyen et supérieur. Les roches de la partie supérieure, résistantes et noires en surface altérée, représentent une coupe presque complète de la Formation de Lynx du Cambrien supérieur. La Formation d'Arctomys, du sommet du Cambrien moyen, forme la bande moins résistante et de couleur brun chamois en surface altérée qui se trouve à peu près à mi-hauteur sur le flanc de la montagne. Dans sa partie inférieure, la montagne renferme des strates du Cambrien moyen qui appartiennent principalement à la Formation de Tikana. (Photo: R.B. Campbell). KGS 2274

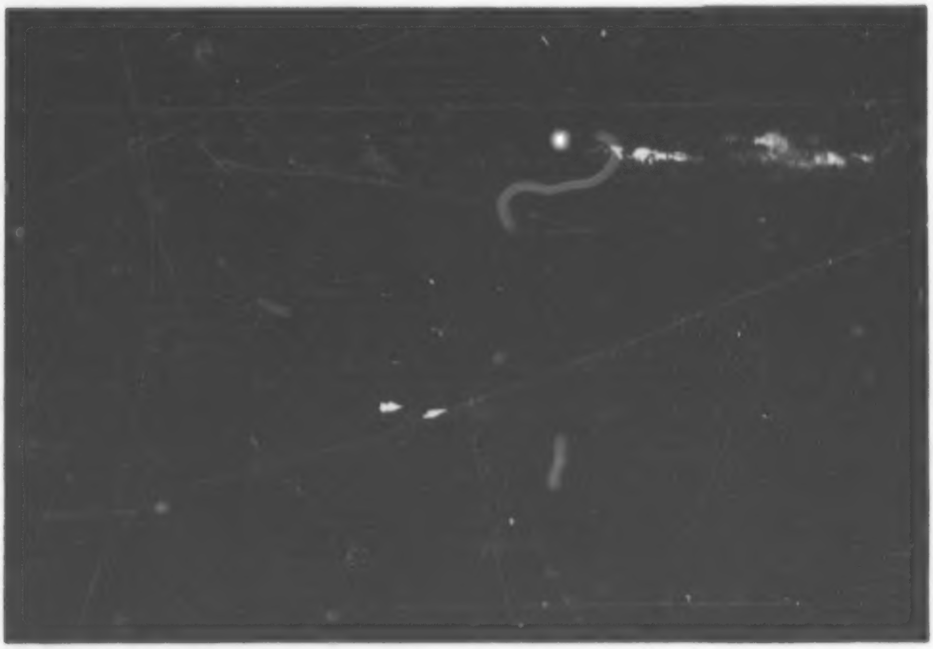


Planche 12. Cette photo, prise en direction du nord près de la bordure sud-est du bassin de Selwyn, montre des affleurements striés caractéristiques de la Formation de Sunblood de l'Ordovicien moyen (à gauche), l'unité sommitale étant constituée par un grès de couleur brun orange en surface altérée; un calcaire relativement mince (< 100 m) de l'Ordovicien moyen de la Formation d'Esbataottine; une dolomie et un calcaire de l'Ordovicien moyen de la partie inférieure de la Formation de Whittaker; et, à l'extrême droite, un shale calcareux moins résistant de couleur gris sombre de la Formation de Road River. (Photo: H. Gabrielse). KGS 2257

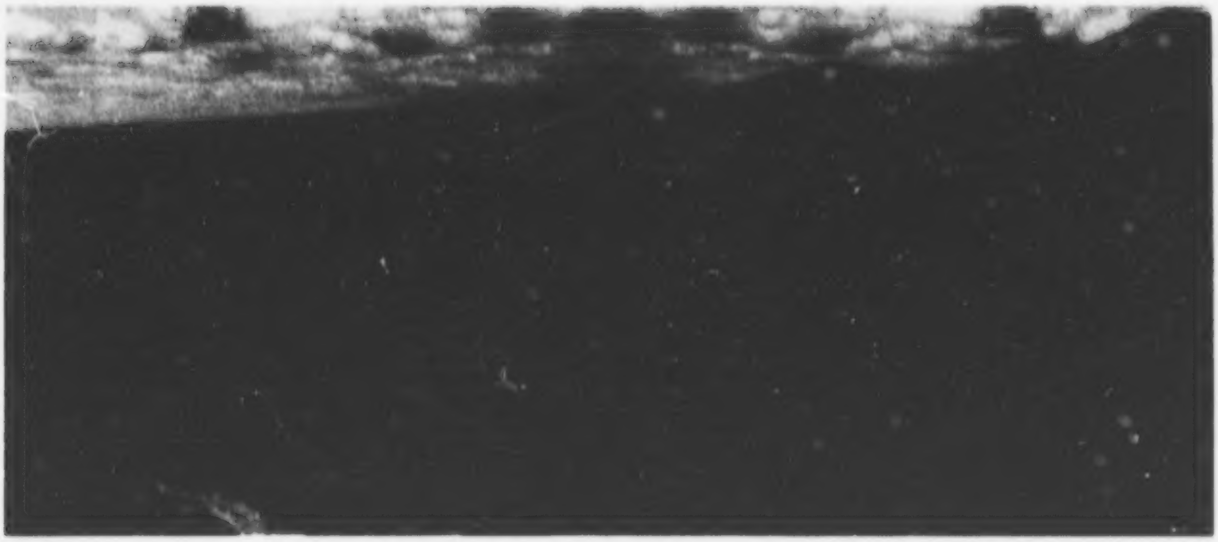


Planche 13. Mince séquence à pendage nord du Dévonien inférieur et moyen, de 500 m d'épaisseur, affleurant le long du flanc nord des monts Mackenzie. Les formations de Vera, de Camsell et de Sombre des monts Mackenzie méridionaux sont absentes; elles sont représentées par une dolomie argileuse, de milieu infratidal à supratidal, non dénommée qui est équivalente à la Formation de Tsetso et qui repose en discordance sur la Formation de Mount Kindle de l'Ordovicien-Silurien. (Photo: D.W. Morrow). KGS 2287

Planche 14. Cette photo, prise en direction du nord-ouest près de la bordure orientale du bassin de Selwyn, montre une séquence de siltstone dolomitique et de dolomie silteuse de couleur orange en surface altérée attribuée à la Formation de Delorme, qui repose sur un carbonate de faciès récifal de la Formation de Mount Kindle et qui est surmontée par une dolomie grise en surface altérée qui appartient à la Formation de Sombre (séquence de Bear Rock-Stone). (Photo: H. Gabrielse). KGS 2258

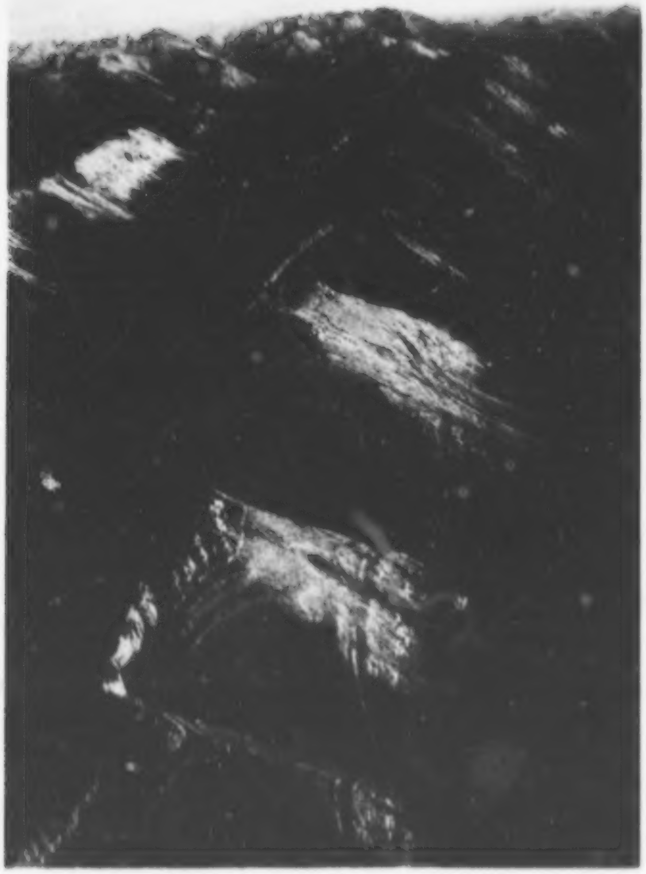


Planche 15. Anticlinal sur la plate-forme de Mackenzie, dans la partie centrale des monts Mackenzie, où affleure une unité résistante de calcaire de la Formation de Nahanni, surmontant un calcaire argileux moins résistant de la Formation de Headless. La subsurface des vallées est constituée d'un shale noir qui pourrait être corrélatif de la Formation de Horn River. (Photo: J.D. Aitken). KGS 2266

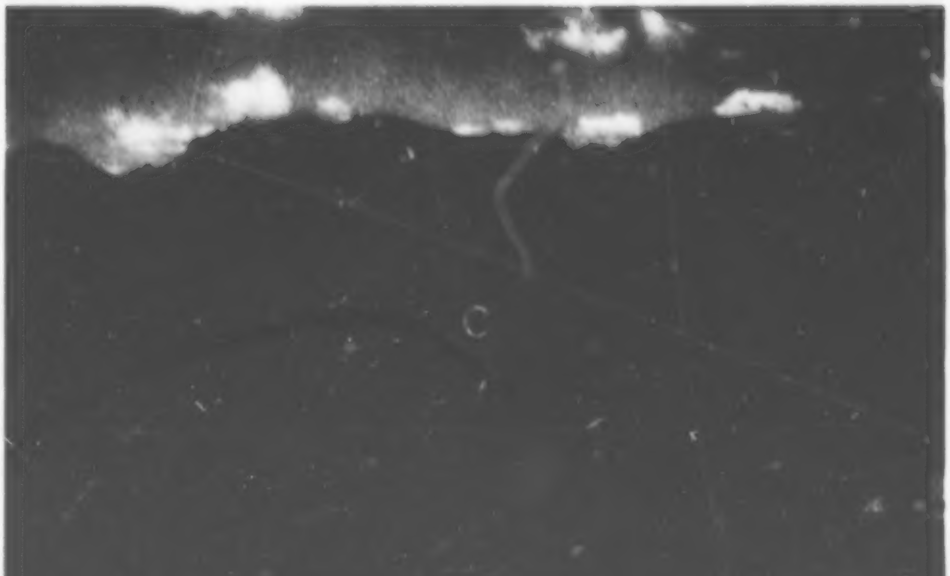


Planche 16. Partie inférieure de la séquence de Fairholme du Dévonien supérieur, surmontant en discordance un carbonate de la Formation de Lyell du Cambrien supérieur. L = Formation de Lyell, F = Formation de Flume, C = Formation de Cairn (faciès récifal), I = Formation d'Ireton (Mount Hawk) (faciès extrarécifal). Région du ruisseau Burnt Timber, en Alberta. (Photo: H. Geldsetzer). KGS 2286

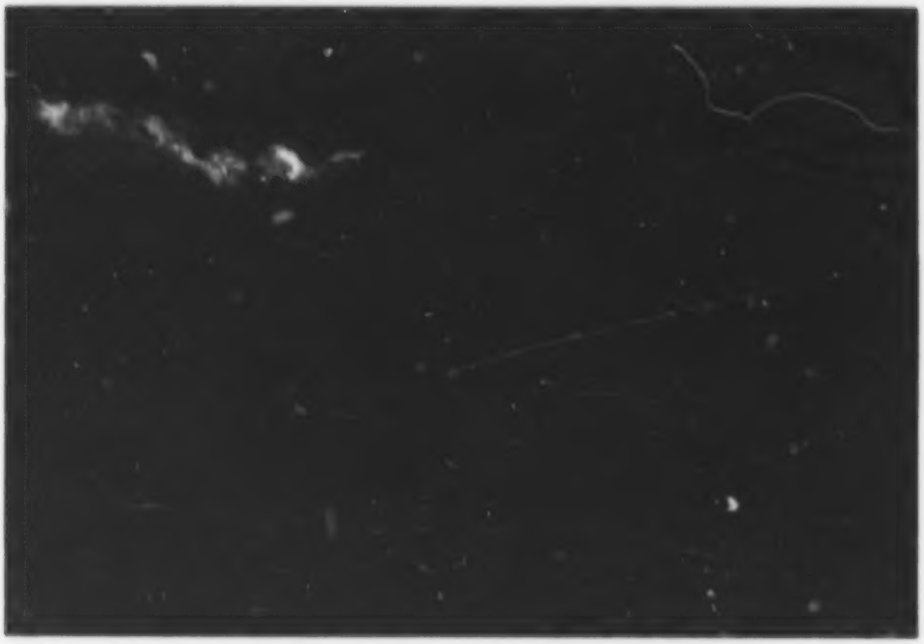


Planche 17. Photo prise vers le sud, en direction de la Roche Miette, à l'est de Jasper, dans le parc national Jasper. Ce pic se compose d'un carbonate de la Formation de Palliser qui surmonte successivement une bande mince et sombre de la Formation de Sassenach, un grès, un shale modérément résistant, un carbonate argileux et un grès calcareux de la Formation de Mount Hawk, et finalement un shale calcareux peu résistant de la Formation de Perdrix. (Photo: R.B. Campbell). KGS 2273

Planche 18. Photo prise vers le nord, en direction du mont Cascade, près de Banff, dans le parc national Banff. Les lithologies moins résistantes à l'altération qui bordent la route sont des roches clastiques à grain fin de la Formation de Fernie et du Groupe de Kootenay. Dans sa partie inférieure, la montagne est constituée de carbonates de la Formation de Palliser du Dévonien supérieur, qui forme des abrupts rocheux. Sur ces carbonates reposent un calcaire et un shale moins résistants de la Formation de Banff du Mississippien, qui sont surmontés à leur tour par un carbonate résistant de la Formation de Livingstone du Mississippien du Groupe de Rundle. (Photo: [illegible].J. Lewis). KGS 2256

Planche 19. Calcaire massif de la Formation de Horsefeed (Mississippien supérieur-Permien supérieur), d'épaisseur atteignant 2 000 m, dans le sous-terrane de Nakina du terrane de Cache Creek, au confluent des rivières Nakina et Silver Salmon, dans la région d'Atlin, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique. (Photo: J.W.H. Monger). KGS 2278

Planche 20. Partie supérieure de la Formation de Telkwa du Groupe de Hazelton, vue du sud. Les pics Seven Sisters, à l'arrière-plan, renferment un bloc limité par des failles qui appartient au Groupe de Bowser Lake du Jurassique moyen et supérieur. La photo a été prise à environ 60 km au nord-est de Terrace, en Colombie-Britannique. (Photo: G.J. Woodsworth). KGS 2261

Planche 21. Groupe de Bowser Lake, dans le bassin de Bowser, dans le nord de la Colombie-Britannique. Très fréquemment dans la partie nord du bassin, un siltstone et un shale marins noirs en surface altérée interstratifiés ici et là avec des couches de grès à grain fin, orange chamois en surface altérée, passent vers le haut à un silststone, un grès et un conglomérat brun chamois en surface altérée qui abondent en matières végétales. À l'arrière-plan, on aperçoit la chaîne Côtière vue de l'est. (Photo: C.A. Evenchick). KGS 2277

Planche 22. Plis à vergence sud, observables à grande échelle, dans la Formation de Dezadeash de l'Assemblage de Gambier (Gravina-Nutzotin). Ces plis pourraient être le produit de contraintes de transpression le long du système de failles de Denali. Chaînons Kluane, massif St. Elias, Yukon. (Photo: W. Dekur). KGS 2264

Planche 23. Monzonite quartzique du stock de Salal Creek (chamois en surface altérée), datée d'environ 8 Ma, surmontée par des sédiments non consolidés et des cendres sur lesquels reposent des coulées de basalte. La photo est prise vers le nord, entre les rivières Bridge et Lillooet, dans le sud de la chaîne Côtière. (Photo: G.J. Woodsworth). KGS 2265

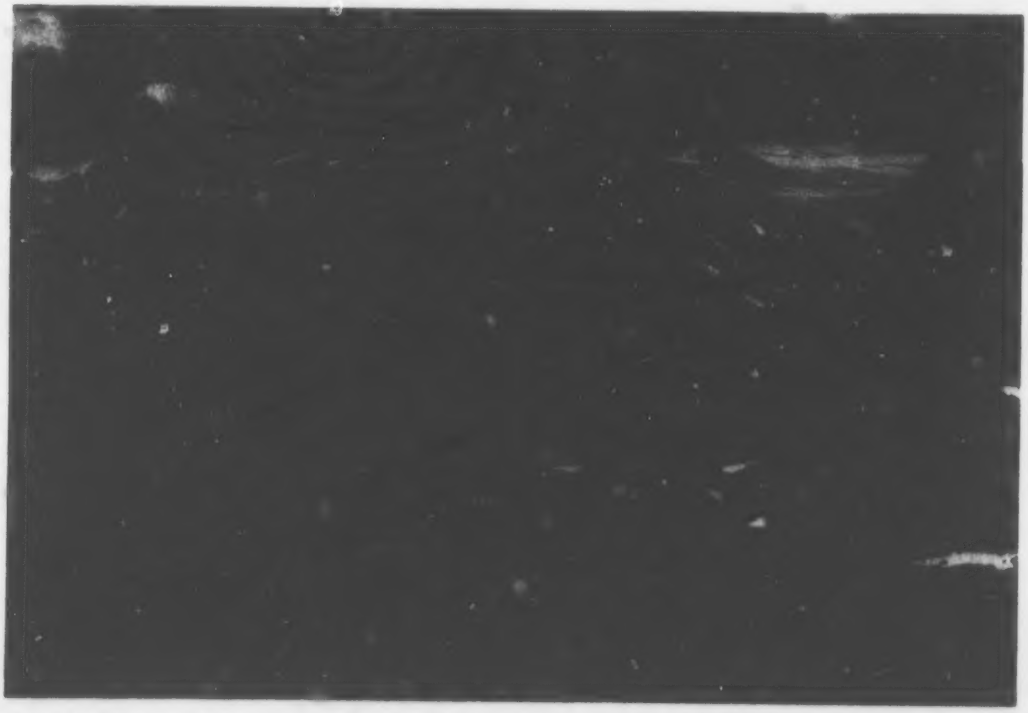


Planche 24. Tuya typique, constitué de coulées de basalte à faible pendage recouvrant des brèches aquagènes, dans le sud de la chaîne Côtière, à environ 90 km au nord de Vancouver. L'édifice a été mis en place dans un lac que la chaleur du volcan a créé dans un glacier. (Photo: J.G. Souther). KGS 2303

Planche 25. Photo prise vers le nord, en direction du mont Edziza, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique. Les coulées de basalte au premier plan datent du Miocène tardif, tandis que la partie supérieure de l'édifice remonte à peine au Pléistocène. (Photo: J.G. Souther). KGS 2280

Planche 26. Culot volcanique ayant servi de conduit-nourricier à des laves basaltiques du Miocène-Pliocène (environ 5,0 Ma) dans la partie nord-ouest du bassin de Bowser. Les roches bien stratifiées à l'arrière-plan sont des roches clastiques du Jurassique supérieur du Groupe de Bowser Lake. (Photo: J.G. Souther). KGS 2285

Planche 27. Photo prise vers l'ouest, en direction du sommet du glacier Lowell dans le massif St. Elias, au Yukon. Les monts Hubbard, Kennedy et Alverstone s'élèvent tous à plus de 4 300 m d'altitude. (Photo: W. Dekur). KGS 2290

Planche 28. Cette photo prise vers le sud le long du Fraser, au sud du Big Bar, montre les effets de la dissection postglaciaire d'un remplissage alluvial. (Photo: G.J. Woodsworth). KGS 2275

Planche 29. Cette photo prise vers le sud montre un pendentif de roches métasédimentaires du Jurassique, de couleur rouille en surface altérée, dans une syénite à feldspath alcalin (Mount Monolith) de couleur grise, diaclasée et à débit en dalles, qui appartient à la suite plutonique de Tombstone du Crétacé moyen. L'endroit d'où a été prise cette photo est situé à 58 km au nord-est de Dawson City, au Yukon. (Photo: R.G. Anderson). KGS 2276

Planche 30. Ce gneiss granitoïde s'allongeant en une bande ayant jusqu'à 39 km de largeur dans l'axe du Complexe plutonique côtier pourrait être la roche mère d'un grand nombre de plutons observés dans la chaîne Côtière. Sur cette photo panoramique prise vers le nord-ouest, on observe une crête de mégagneiss granodioritique rubané à pendage abrupt, qui se trouve à environ 8 km au nord-ouest du mont Waddington, dans le sud du Domaine côtier. (Photo: J.A. Roddick). KGS 2268

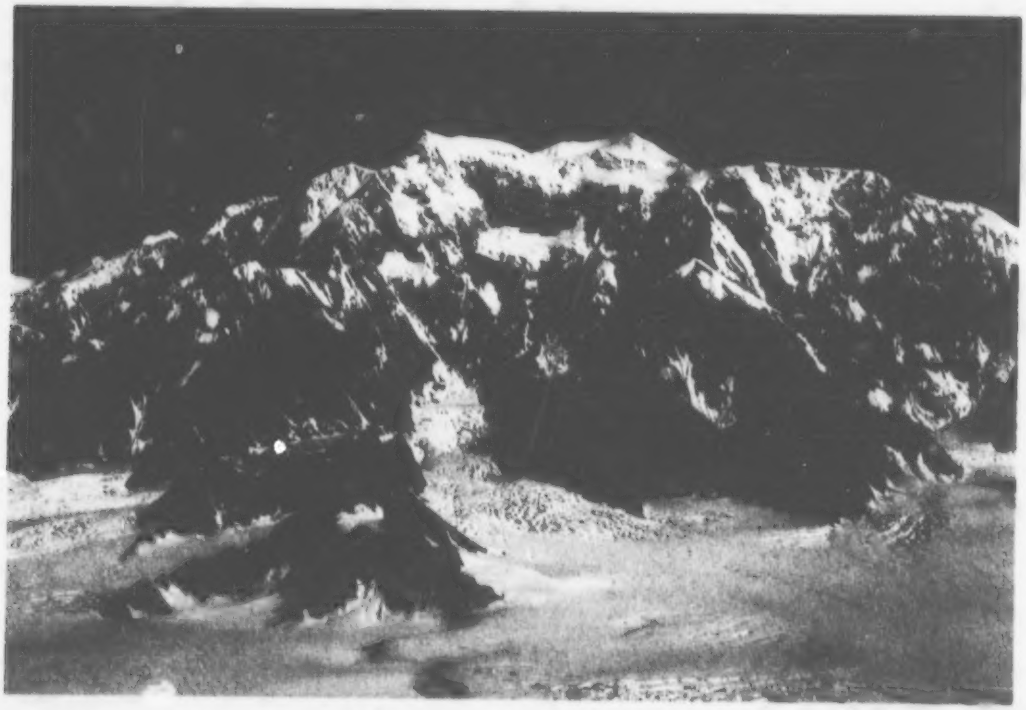


Planche 31. Le mont Logan, qui s'élève à plus de 5 951 m d'altitude, est le plus haut sommet au Canada, et le deuxième en Amérique du Nord. Nommé d'après Sir William Logan, qui fut le premier directeur de la Commission géologique du Canada, le mont Logan forme aussi un des plus imposants édifices montagneux dans le monde. Son corps principal se compose de roches granitiques grises du Jurassique et du Crétacé qui recoupent la Wrangellie, tandis que son versant sud-ouest renferme dans sa partie inférieure des strates sédimentaires appartenant au Groupe de Valdez (Crétacé) du terrane de Chugach. Ces deux lithologies sont séparées par la faille de Border Ranges, qui se reconnaît aisément sur la photo à un brusque changement de couleur du gris au brun foncé. À la base de la montagne s'étale le vaste champ de glace de Seward, entre le mont Logan et le mont St. Elias, à la frontière entre le Yukon et l'Alaska. (Photo: C.J. Yorath). KGS 2262

Planche 32. Le puits d'exploration Shell Waterton # 1, dans le sud du Domaine de l'avant-pays, en Alberta. Foré dans des strates protérozoïques du Supergroupe de Purcell, qui affleurent dans la montagne à l'arrière-plan, ce puits a laissé jaillir du gaz provenant de roches crétacées dans le compartiment inférieur (mur) de la faille de chevauchement de Lewis. (Photo: Shell Canada Resources, Limited)

Chapitre 9

ASSEMBLAGES DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR AU PALÉOGÈNE

Résumé
Introduction
Domaine de l'avant-pays
D.F. Stott, C.J. Yorath et J. Dixon
Assemblages du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Kootenay et Parsons)
Assemblages du Crétacé moyen (Blairmore et Trevor)
Assemblages du Crétacé supérieur au Paléogène (Brazeau, Smoky, Fish River et Reindeer)
Domaine d'Omineca
H. Gabrielse et R.G. Anderson
Roches volcaniques et plutoniques
Roches sédimentaires
Domaine intermontagneux
H. Gabrielse, J.G. Souther, G.J. Woodsworth, H.W. Tipper et J.W.H. Monger
Roches volcaniques et plutoniques
Roches sédimentaires
Bassin de Bowser
Bassin de Nechako
Bassin de Sustut
Bassins de Tuya et de Nahlin
Domaine côtier
G.J. Woodsworth et J.W.H. Monger
Cuvette de Tyaughton-Methow
Roches plutoniques
Domaine insulaire
C.J. Yorath, A. Sutherland Brown, R.B. Campbell et C.J. Dodds
Roches plutoniques
Roches sédimentaires
Massif St. Elias
Assemblages du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur
Assemblages du Crétacé supérieur au Paléogène
Îles de la Reine-Charlotte
Assemblage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur
Assemblage du Crétacé moyen

Île de Vancouver
Assemblage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur
Assemblage du Crétacé moyen
Assemblage du Crétacé supérieur au Paléogène
Bassins contrôlés par des failles
H. Gabrielse
Sillon de Tintina et sillon des Rocheuses du Nord
Région de la rivière Ross
Région de la plaine Liard
Bassin de Sifton
Bassin de Bowron
Régions du Fraser et de la rivière North Thompson
Région du ruisseau Hat
Bassins de Nicola-Princeton
Bassins de Tantalus

Conclusions
Références

Chapitre 9

ASSEMBLAGES DU JURASSIQUE SUPÉRIEUR AU PALÉOGÈNE

C.J. Yorath

RÉSUMÉ

Les assemblages du Jurassique supérieur (Oxfordien) au Paléogène (Oligocène) témoignent des effets de la réunion des terranes et de leurs collisions au Mésozoïque et au Cénozoïque précoce, lesquelles, de même que les phases d'orogenèse et de sédimentation qui en ont résulté, ont créé le cadre actuel de la Cordillère canadienne. Pendant cet intervalle, se sont établis les cinq domaines géomorphologiques, en concordance plus ou moins marquée avec les limites des terranes principaux. Les bassins sédimentaires qui se sont formés en réponse à l'accrétion des terranes et ultérieurement reflètent toute la gamme des interactions entre plaques continentales et plaques océaniques, y compris les mouvements orthogonaux, obliques et transformants. Ces assemblages sont importants du fait qu'ils abritent plusieurs suites épisodiques de gisements porphyriques de cuivre, de cuivre et molybdène, et de molybdène, ainsi que tous les gisements houillers exploitables de la Cordillère. En outre, les strates crétacées présentes dans les Foothills du Domaine de l'avant-pays constituent les réservoirs de nombreuses accumulations d'hydrocarbures.

Le milieu tectonique dans lequel sont apparus les assemblages a été dominé par l'accrétion de grands fragments crustaux composites à la marge continentale. Le superterrane intermontagneux, qui comprend les composantes réunies de la Stikinie, de la Quesnellie, et des terranes de Slide Mountain et de Cache Creek, est probablement entré en collision avec les terranes péricratoniques de la bordure ouest de l'Amérique du Nord, puis les a chevauchés, entre le Jurassique précoce et le Jurassique moyen. De même, le superterrane insulaire, constitué de la Wrangellie et du terrane d'Alexander, et également de plusieurs terranes plus petits situés dans le Domaine côtier, s'est accrété au superterrane intermontagneux au plus tard pendant le Crétacé moyen et peut-être dès la période allant du Jurassique terminal au Crétacé initial. La grande largeur de la Cordillère canadienne reflète les dimensions des superterranes successivement accrétés, la dynamique de l'accrétion, la compression intraplaque et le coulissage dextre qui ont suivi, de même que la distension survenue à l'extrémité sud de la Cordillère. Chacun de ces processus a fondamentalement modifié l'organisation et l'architecture géologique de la partie occidentale du continent.

Les assemblages du Jurassique supérieur au Paléogène dans le Domaine de l'avant-pays (assemblages de Kootenay, Blairmore et Brazeau) représentent la principale réponse à l'accrétion et à la déformation survenues dans l'ouest de la Cordillère. Pendant cet intervalle, la partie orientale du miogéoclinal a reçu pour la première fois des débris clastiques provenant d'une région source située à l'ouest. Les assemblages comprennent des sédiments synorogéniques de remplissage du bassin de l'avant-pays, lesquels, en majeure partie, provenaient de strates miogéoclinales de mer peu profonde, situées dans les Rocheuses et les portions adjacentes du Domaine d'Omineca. Les strates les plus anciennes se sont déformées lorsque le miogéoclinal, sous l'effet d'une compression, s'est détaché de son socle, a subi un épaississement et s'est déplacé de 100 à 200 km vers le nord-est au-dessus du craton. À l'avant de la succession de strates faillées et plissées avançant vers l'est, s'est formé un fossé linéaire, où s'est déposée une épaisse succession de sédiments clastiques dans une grande diversité de milieux allant d'un contexte paralique, en particulier sur la marge occidentale de la cuvette, à des milieux de plate-forme externe et de talus supérieur dans l'axe de la cuvette. Sur le côté nord de l'arc de Mackenzie, les sédiments clastiques des bassins de Bonnet Plume, d'Eagle Plains et de Keele-Kandik ainsi que la cuvette de Blow étaient issus de sources cratoniques jusqu'à l'époque comprise entre l'Aptien terminal et l'Albien (fin du Crétacé précoce); par la suite, ils ont été érodés de la Cordillère septentrionale en formation.

Les différences temporelles et spatiales qui ont marqué les phases d'activité orogénique dans la Cordillère, de même que les mouvements épirogéniques survenus sur le craton adjacent, et les variations eustatiques planétaires du niveau de la mer, ont engendré une vaste gamme de changements de faciès à l'intérieur du matériel de remplissage du bassin de l'avant-pays, au Jurassique tardif et au Crétacé. L'étendue et la profondeur des mers épicontinentales et péricratoniques ont varié; les milieux paraliques marginaux, les régions sources locales de l'intérieur des bassins et les reliefs positifs de la paléotopographie ont été submergés et exposés de façon très complexe. Pendant une partie du Crétacé, de vastes baies marines de la mer boréale et de la mer du golfe du Mexique ont fusionné et ont formé un passage marin à travers toute la région médio-continentale de l'Amérique du Nord. Il est possible de grouper une grande variété et un grand nombre d'unités stratigraphiques en trois grands prismes de roches clastiques ou assemblages tectonostratigraphiques, dont

Yorath, C.J.
1991: Assemblages du Jurassique supérieur au Paléogène; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 9, rév. par H. Gabrielse et C.J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America).

chacun peut être décrit en fonction de plusieurs cycles de transgression et de régression. Les assemblages du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (assemblages de Kootenay et Parsons), du Crétacé moyen (assemblages de Blairmore et Trevor) et du Crétacé supérieur au Paléogène (assemblages de Brazeau, Smoky, Moose Channel et Reindeer) témoignent chacun des phases d'activité orogénique de la Cordillère et sont limités au-dessus et au-dessous par des discordances régionales.

Le Domaine d'Omineca et le Domaine côtier sont des ceintures tectoniques dans lesquelles se sont concentrés les phénomènes suivants: déformation intense, métamorphisme régional, magmatisme granitique, soulèvement et érosion, causés soit par un recouvrement tectonique soit par l'épaississement des roches crustales dû à une compression, ou par les deux, pendant et après la collision des deux superterranes avec les marges continentales antérieures au Jurassique moyen et au Crétacé moyen. L'effet de l'accrétion du superterrane insulaire est peut-être également indiqué par l'apparition d'une région source à l'ouest pour les sédiments clastiques, qui se sont déposés dans la cuvette de Tyaughton-Methow et qui provenaient de la chaîne Côtière et de la chaîne des Cascades en surrection, entre l'Aptien et le Cénomanien (début du Crétacé tardif). Cependant, des roches qui pourraient remonter au Jurassique terminal et au Crétacé précoce forment un assemblage de recouvrement partiel sur plusieurs petits terranes du sud du Domaine côtier, qui pourraient constituer des portions d'un superterrane ou de l'autre. Il est donc possible que l'accrétion des superterranes ait eu lieu avant le Crétacé précoce.

Les effets internes de l'accrétion des terranes sont mis en évidence dans la Stikinie. Dans les strates du Jurassique moyen et du Jurassique supérieur du bassin de Bowser, on peut observer le passage progressif vers le haut de sédiments marins fins à des sédiments non marins grossiers, ce qui indique un remplissage rapide du bassin par un système centripète de deltas fortement inclinés; on peut également observer la présence de dépôts de chenaux prodeltaïques, profondément entaillés, de même que des turbidites de bassin dans la partie inférieure de la succession, surmontées par un épais prisme de sédiments alluviaux et paraliques qui ont progradé vers le centre du bassin (Assemblage de Bowser Lake). La direction générale des paléocourants et la composition des clastes dans la partie nord du bassin démontrent l'existence d'une source sédimentaire dans les strates du terrane de Cache Creek proche, où s'est produit un soulèvement du chert, du basalte et du calcaire en réponse à une compression résultant de l'accrétion de la Stikinie avec le terrane de Cache Creek. Contrairement aux marges septentrionale et orientale, le faciès proximal de la partie sud du bassin de Bowser contient en abondance des roches volcaniques et en quantités mineures des matériaux granitiques provenant de l'arche de Skeena émergée.

Bien que la situation géographique actuelle du bassin de Bowser par rapport à l'arche de Skeena et aux régions sources sédimentaires du nord du terrane de Cache Creek soit sans doute la même qu'au moment du dépôt des unités du Groupe de Bowser Lake (Jurassique moyen-Crétacé inférieur (?)), sa situation par rapport à la paléogéographie de l'est du Domaine intermontagneux est plus complexe. Là, des failles de coulissage dextres, dont le mouvement pourrait dépasser 300 km, ont modifié la distribution originelle de la région source de Cache Creek, qui était possiblement plus ou moins continue sur le versant oriental du bassin. Il n'y a eu aucun apport du Domaine d'Omineca ou du Domaine côtier durant le dépôt du Groupe de Bowser Lake.

Durant l'Albien, une vaste transgression marine a eu lieu dans une grande partie du Domaine intermontagneux au sud de l'arche de Skeena (assemblages de Gambier et Skeena). Cette transgression a établi un lien entre la sédimentation du Groupe de Taylor Creek et celle du Groupe de Jackass Mountain dans la cuvette de Tyaughton-Methow et peut-être aussi celle du Groupe de Gambier dans le Domaine côtier. La surface sur laquelle s'est produite la transgression est un vaste pédiment qui s'étend sur tout le Domaine intermontagneux et qui a un équivalent corrélatif dans le Domaine de l'avant-pays. Cette surface d'érosion témoigne d'une phase d'accalmie tectonique, qui a coïncidé avec une très forte diminution du magmatisme dans l'ensemble de la Cordillère au cours d'une grande partie du Néocomien (début du Crétacé précoce). Bien qu'elle ait été affectée par des failles de coulissage, la disposition des successions de Dezadeash, de Gravina-Nutzotin, de Gambier et de Tyaughton-Methow suggère la possibilité qu'un bassin continu traversant le bassin de Bowser ait occupé toute la longueur de la Cordillère, pendant l'intervalle compris entre le Jurassique tardif et l'Albien (fin du Crétacé précoce).

Contrairement aux effets de l'accrétion observés dans le bassin de Bowser (accrétion de la Stikinie au terrane de Cache Creek), les sédiments crétacés à tertiaires du bassin de Sustut témoignent du soulèvement du Domaine d'Omineca pendant l'intervalle de l'Albien au Campanien (principalement l'Assemblage de Skeena) et du soulèvement des strates du Groupe de Bowser Lake à l'ouest pendant l'intervalle du Campanien au Maastrichtien. Une caractéristique des sédiments de la partie inférieure du Groupe de Sustut et de ceux du Groupe de Skeena réside dans la présence généralisée de muscovite provenant des terranes métamorphiques du Domaine d'Omineca.

Dans le Domaine insulaire, le terrane de Pacific Rim, qui englobe des mélanges du Crétacé inférieur comprenant des blocs exotiques de roches volcaniques du Trias supérieur, ainsi que les roches métavolcaniques et métasédimentaires de la Formation de Leech River (Assemblage de Pacific Rim), s'est mis en place au contact et au-dessous des marges ouest et sud de la Wrangellie au Crétacé terminal ou au Tertiaire précoce. Dans les îles de la Reine-Charlotte, le Groupe de Queen Charlotte (Assemblage de Honna), du Crétacé moyen, a formé une séquence épicontinentale et de prisme de roches clastiques sur le terrane d'Alexander et la Wrangellie. Le bassin de Georgia, qui englobe des sédiments marins et non marins du Crétacé supérieur et du Paléogène (Assemblage de Nanaimo), a été diversement décrit soit comme un bassin d'avant-arc, soit comme un bassin de transtension à l'intérieur d'une vaste zone de failles normales et de failles de coulissage, apparues en réponse à la convergence oblique de la plaque Kula et de la plaque nord-américaine. Cependant, certaines caractéristiques, telles que le passage des régions sources dominantes de l'est à l'ouest, les plis à vergence ouest et les failles de chevauchement contemporaines de la sédimentation, suggèrent que le bassin de Georgia était à l'origine un bassin d'avant-pays, peut-être associé à la chaîne des Cascades et à la chaîne Côtière

alors en formation. Également, la Formation de Dezadeash (Assemblage de Gambier), qui date du Jurassique tardif-Crétacé précoce, représente une accumulation de flysch dans une avant-fosse, à proximité du massif St. Elias. Dans l'extrême sud de l'île de Vancouver, le terrane éocène de Crescent, qui renferme une séquence ophiolitique issue d'une île océanique centrée sur une dorsale (Assemblage de Metchosin), s'est mis en place au-dessous de la Formation de Leech River à l'Éocène tardif. Dans le bassin de Tofino, au large de la côte ouest de l'île de Vancouver, apparaissent des roches chimiquement similaires au-dessous du Groupe de Carmanah, qui est d'âge paléogène; elles reposent sur un complexe de subduction formé au-dessus de la plaque Juan de Fuca actuelle, en subduction.

De nombreuses séquences clastiques allongées, non marines, situées entre le Crétacé tardif et le Paléogène, se trouvent à l'intérieur et le long de linéaments contrôlés par de grandes failles dans le Domaine intermontagneux et le Domaine d'Omineca (Assemblage de Sifton). Plusieurs de ces failles sont le lieu de grands décrochements dextres qui ont fortement bouleversé les entités paléogéographiques régionales. De façon caractéristique, les roches sont très fortement déformées, même s'il existe localement des strates à pendage uniforme qui forment des séquences homoclinales. Quelques-unes de ces séquences sont très épaisses et reflètent clairement la formation de failles synsédimentaires. La plupart contiennent des accumulations, mineures à significatives, de charbon. Des milieux non marins typiques, dont l'existence est déduite d'après le type de sédiment, comprennent des lacs, des étangs, des deltas, des cônes alluviaux, des colluvions et divers milieux fluviaux, qui correspondent à des régimes sédimentaires d'énergie faible à élevée. En outre, le régime de contraintes en tension produit par les failles de coulissage dextres ont contrôlé la mise en place de nombreux complexes volcaniques alcalins et d'intrusions connexes, dans l'ensemble de la Cordillère.

Plusieurs épisodes d'activité plutonique et volcanique de grande envergure ont eu lieu entre le Jurassique tardif et le Paléogène. Ces événements ont été attribués tantôt à la collision des terranes dans le Domaine côtier, tantôt à l'épaississement intraplaque dans le Domaine d'Omineca, tantôt aux régimes de subduction ou de distension associés à la déformation dextre survenue dans le Domaine intermontagneux et dans le Domaine d'Omineca et finalement à des variations des mouvements relatifs survenus entre la plaque pacifique et la plaque américaine, lesquels ont engendré les plutons de l'Éocène et les roches volcaniques apparentées dans le Domaine insulaire méridional. Les plutons granitiques du Crétacé moyen sont rarement associés à des roches volcaniques, excepté au Yukon. Cependant, il existe de nombreux exemples classiques de plutons et roches volcaniques spatialement et temporellement associés entre eux, dans les roches se situant entre le Crétacé supérieur et le Paléogène. Les assemblages méta-morphiques et plutoniques suggèrent qu'il s'est produit d'énormes soulèvements dans les zones axiales des domaines côtier et d'Omineca après leur enfouissement à des profondeurs de 20 km ou plus. Dans le Domaine côtier, le soulèvement a surtout eu lieu après le Crétacé moyen, tandis que dans le Domaine d'Omineca, la moitié du soulèvement s'est possiblement produite entre le Jurassique moyen et le Crétacé moyen.

L'hypothèse susmentionnée, relative à un lien de cause à effet dans le cas de l'accrétion du superterrane intermontagneux à la marge continentale avant le Jurassique tardif, se complique davantage puisqu'il faut réévaluer les résultats en fonction des nouvelles données paléomagnétiques venant de l'étude des roches volcaniques de la Wrangellie, des roches plutoniques du Domaine côtier et du terrane de Cache Creek, et des données déduites de l'observation des réaimantations magnétiques d'âge crétacé dans les roches plutoniques de la Quesnellie (voir chapitre 3). Les paléopôles du Crétacé moyen, déterminés d'après l'étude de ces régions, suggèrent que les superterranes déjà constitués, insulaire et intermontagneux, des régions centrale et sud de la Colombie-Britannique («Basse Colombie-Britannique») se trouvaient à 2 400 km au sud de leur position actuelle il y a environ 100 Ma, et que ce «mégaterrane» s'est déplacé vers le nord en même temps que la plaque Kula à la vitesse approximative de 8 cm/a, et a atteint sa position actuelle il y a 80 à 50 Ma. Par ailleurs, les distributions fauniques semblent indiquer que les déplacements ont été beaucoup moins importants après le Bajocien. L'implication de ces résultats est d'une grande importance pour une meilleure compréhension de l'évolution de la Cordillère, surtout en ce qui concerne les détails suivants: l'origine du Domaine de l'avant-pays, l'importance du déplacement survenu le long des principales failles de coulissage connues ou encore inconnues, et le sort ou l'emplacement de la partie de la Cordillère qui s'est sans doute déplacée vers le nord avant l'Éocène. De toute évidence, des corrélations stratigraphiques latérales entre un domaine et un autre ne doivent être établies qu'avec circonspection.

INTRODUCTION

Les assemblages du Jurassique supérieur au Paléogène de la Cordillère canadienne témoignent des effets de l'accrétion successive des superterranes intermontagneux et insulaire à la marge occidentale du protocontinent nord-américain. De plus, c'est durant cet intervalle que les cinq domaines géomorphologiques et le régime actuel de la tectonique des plaques se sont établis. Dans le présent chapitre, les assemblages ont été examinés en fonction des cinq domaines plutôt que des divers terranes.

L'accumulation des roches sédimentaires et volcaniques du Jurassique supérieur au Tertiaire inférieur (fig. 9-1) peut être décrite en fonction de trois groupes d'assemblages (fig. 9-2, 9-3, 9-4), dont chacun s'est constitué en réponse aux événements tectoniques spécifiques résumés à la figure 9-5. Les divers bassins sédimentaires créés par suite de ces événements, ou à la suite de ces événements (bassins successeurs), sont illustrés à la figure 9-6.

L'accumulation d'épais prismes de roches clastiques dans les domaines insulaire et de l'avant-pays a initialement été causée par les mouvements tectoniques qui se sont manifestés au Jurassique moyen à tardif dans les domaines adjacents. Cependant, dans le Domaine intermontagneux et dans le nord du Domaine de l'avant-pays, les accumulations sédimentaires ont débuté dans le bassin de Bowser et dans la dépression de Rapid au Jurassique moyen et au Jurassique précoce respectivement; elles sont traitées dans le présent chapitre de façon à ce que l'on obtienne une vue d'ensemble de leur évolution

stratigraphique. Également, dans la cuvette de Tyaughton-Methow située dans le sud du Domaine côtier, des sédiments volcaniques, volcanoclastiques et terrigènes interdigités latéralement témoignent d'une évolution tectonique complexe qui a débuté à la fin du Jurassique précoce et s'est poursuivie jusqu'au Crétacé tardif inclusivement; le remplissage de la cuvette est également décrit dans le présent chapitre.

C'est pendant l'intervalle du Jurassique tardif au Paléogène que la Cordillère canadienne a acquis sa configuration actuelle. La plupart des chercheurs conviennent du fait que les superterranes intermontagneux et insulaire se sont constitués dès le Crétacé moyen; cependant, leurs avis sont très partagés quant à l'époque et au mode d'édification de la Cordillère. Les données paléomagnétiques obtenues à quelques localités suggèrent que les superterranes insulaire et intermontagneux ont constitué un «mégaterrane» composite (Basse Colombie-Britannique - voir chapitre 3) qui, au Crétacé moyen, se trouvait loin au sud et n'a abordé l'Amérique du Nord qu'au Paléogène. Par ailleurs, une grande variété de données géologiques et paléontologiques confirment l'hypothèse selon laquelle le superterrane intermontagneux serait entré en collision avec le protocontinent nord-américain au Jurassique moyen, provoquant des épisodes de déformation, de plutonisme et de métamorphisme dans le Domaine d'Omineca, et l'accumulation ultérieure d'un prisme de roches clastiques d'avant-fosse dans le Domaine de l'avant-pays. La collision subséquente du superterrane insulaire aurait causé le plutonisme et le soulèvement de grande envergure survenus dans le Domaine côtier et la formation d'un second prisme de roches clastiques d'avant-fosse au Crétacé moyen (fig. 9-5). Toutefois, les séquences de recouvrement dans le Domaine côtier montrent qu'il y a eu constitution des superterranes avant le Crétacé précoce. De toute évidence, ces diverses séries d'indices sont incompatibles; il faudra encore de nombreuses recherches pour mieux comprendre le mode et l'époque de l'édification de la Cordillère occidentale.

DOMAINE DE L'AVANT-PAYS

D.F. Stott, C.J. Yorath et J. Dixon

Les dépôts d'avant-fosse du Jurassique supérieur au Paléogène dans le Domaine de l'avant-pays témoignent très clairement de l'orogenèse dans la partie est de la Cordillère canadienne. En raison de leur importance du point de vue des ressources en hydrocarbures et en charbon, les assemblages de la partie sud du domaine ont fait l'objet d'études approfondies à la fois en affleurement et en subsurface. Il est possible de corréler grossièrement certains épisodes de sédimentation des prismes de roches clastiques dans le Domaine de l'avant-pays avec des épisodes équivalents survenus dans le Domaine intermontagneux, détail qui suggère l'existence d'un réseau hydrographique dirigé vers l'est et d'un autre dirigé vers l'ouest à partir des terrains soulevés du Domaine d'Omineca, mais il est encore difficile de saisir les relations paléogéographiques entre ces domaines.

Dans la partie sud du Domaine de l'avant-pays, la sédimentation indique un soulèvement de la Cordillère dès le Jurassique tardif. Toutefois, dans la partie nord du

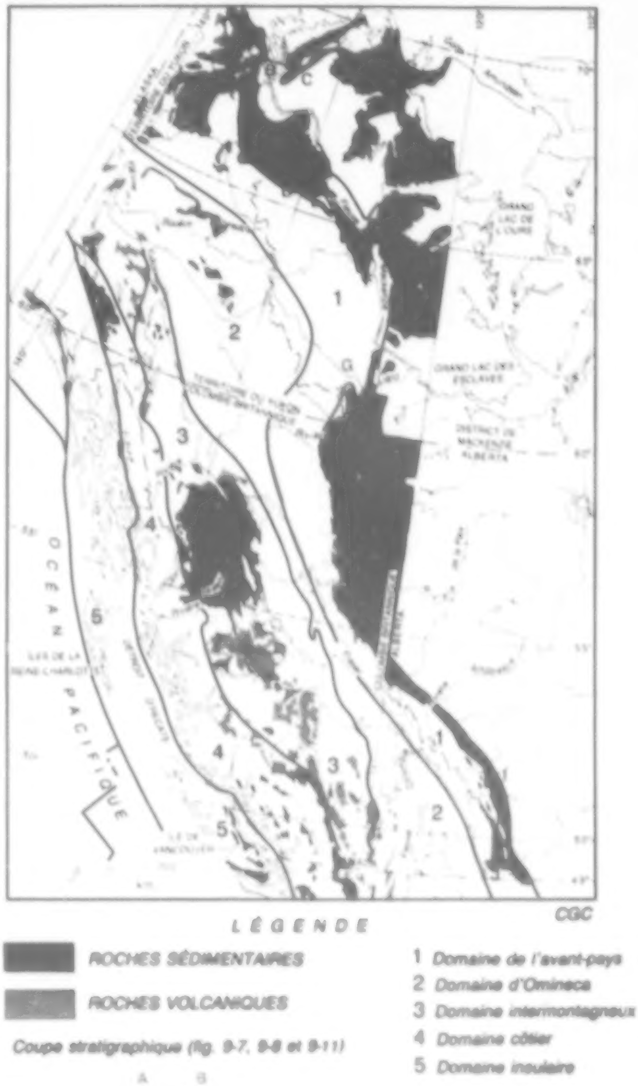


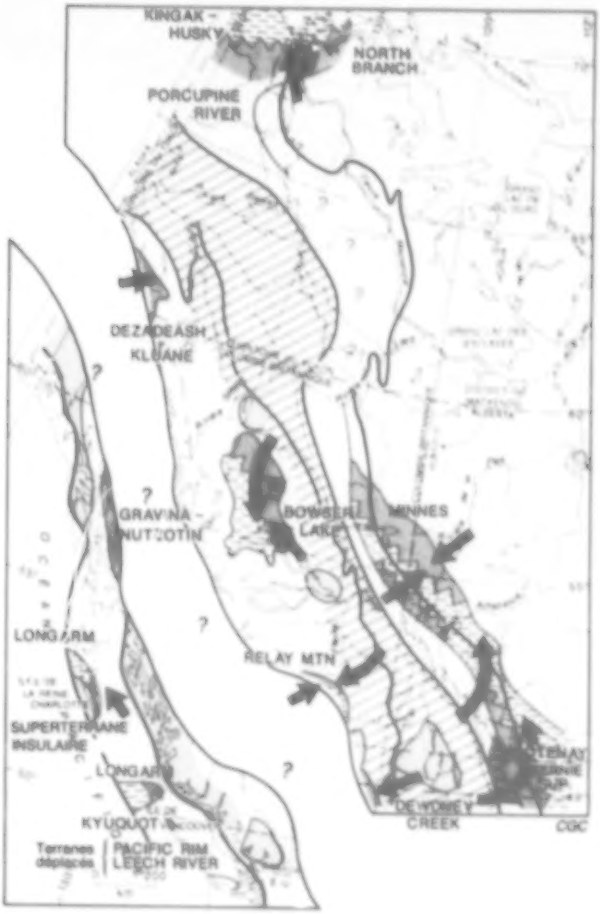
Figure 9-1. Distribution des roches volcaniques et sédimentaires du Jurassique moyen au Paléogène. Les coupes A-C, D-F et G-J sont représentées aux figures 9-7, 9-8 et 9-11.

Domaine de l'avant-pays, la sédimentation n'a été influencée par le soulèvement de la Cordillère qu'entre l'Aptien tardif et l'Albien précoce. Avant l'Aptien tardif, une tectonique en régime extensif associée au rifting dans la région du futur océan Arctique a joué un rôle dominant. Les sédiments provenaient principalement du craton et des marges du rift, et non d'un orogène en compression.

Le compte rendu qui suit est bref; le lecteur, s'il veut consulter une étude plus détaillée, est prié de se référer au volume de Stott et Aitken (sous presse).

Assemblages du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Kootenay et Parsons)
Domaine de l'avant-pays septentrional

Les roches de l'Oxfordien supérieur au Berriasien appartenant à l'Assemblage de Parsons sont bien exposées dans la partie nord des monts Richardson, dans les monts Ogilvie, et dans l'extrémité nord du Yukon où elles reposent en discordance sur le grès et le siltstone du Groupe de Bug Creek qui se situe entre le Sinémurien et l'Oxfordien inférieur. Le grès d'eau peu profonde, à séquence inverse et progradante, qui constitue les formations de North Branch,



LÉGENDE

Roches clastiques grossières - conglomérat, grès

Roches clastiques fines - siltstone, mudstone, shale

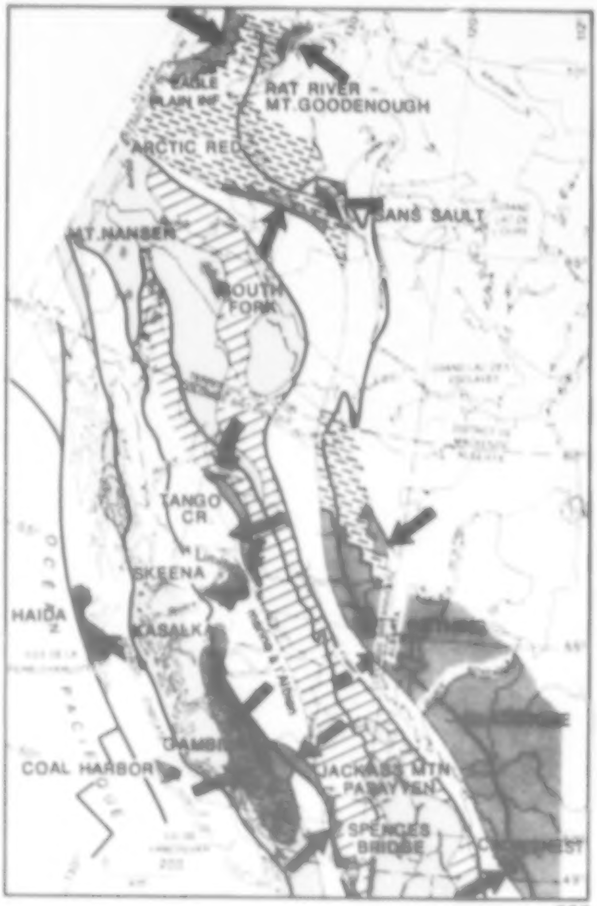
Charbon

Direction de transport sédimentaire

Soulèvement régional et région source des sédiments - Domaine d'Omineca et terrane de Cache Creek

Plutonisme

Figure 9-2. Lithofaciès du Jurassique supérieur (Oxfordien) au Crétacé inférieur (approximativement Valanginien). La position du superterrane insulaire par rapport au reste de la Cordillère est inconnue.



LÉGENDE

Roches clastiques grossières - conglomérat, grès

Roches clastiques fines - siltstone, mudstone, shale

Charbon

Soulèvement régional et région source des sédiments - Domaine d'Omineca et terrane de Cache Creek

Direction de transport sédimentaire

Roches volcaniques

Plutonisme

Formation de fer phosphatée

Figure 9-3. Lithofaciès du Crétacé moyen (approximativement du Hauterivien au Turonien).

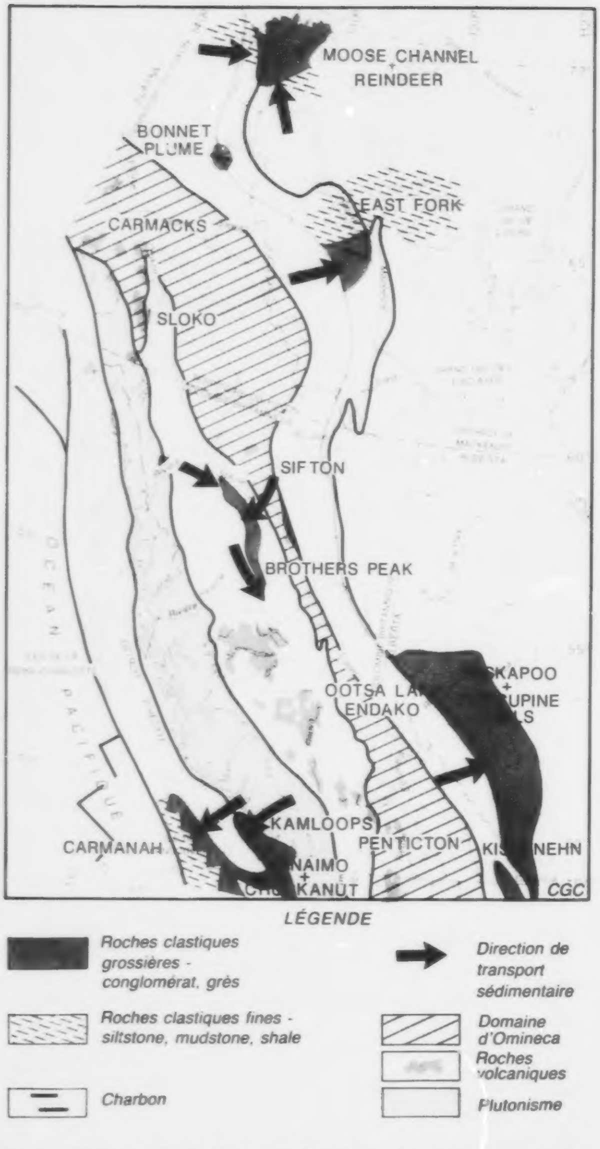


Figure 9-4. Lithofaciès du Crétacé supérieur (approximativement Campanien) au Paléogène (Oligocène).

Husky, Martin Creek et Porcupine River (Jeletzky, 1967, 1977) fait progressivement place, en direction du bassin au nord, à l'ouest et au sud-ouest, au shale concrétionné de milieu marin ouvert de la Formation de Husky et de la partie supérieure de la Formation de Kingak (fig. 9-2, 9-7). Sur les versants orientaux des monts Richardson, la Formation de Martin Creek se compose d'unités à stratification oblique à mamelons, qui ont été interprétées comme représentant un milieu néritique peu profond; à l'ouest, ces sédiments passent progressivement à un grès bioturbé fin, typique d'un milieu de plate-forme continentale médiane à externe.

Les strates du Valanginien au Hauterivien moyen (?) comprennent la Formation de McGuire (100 m) et la Formation de Kamik (800 m) qui ont une vaste répartition sur l'ensemble du plateau Porcupine et du delta du Mackenzie. La Formation de McGuire se compose principalement d'un shale bioturbé accompagné de quantités moindres de siltstone et de grès fin interstratifiés, sédiments qui correspondent à des dépôts de plate-forme continentale médiane à externe passant progressivement vers le haut à des sables et à des boues de milieu néritique interne. Le tiers inférieur de la Formation de Kamik, dans le delta du Mackenzie, se compose d'épaisses couches de grès non marin décrites comme des dépôts alluviaux (Myhr et Young, 1975; Dixon, 1982a, b). Sur les versants occidentaux du nord des monts Richardson, les strates équivalentes sont marines et contiennent des structures sédimentaires qui suggèrent des milieux de ligne de rivage et littoraux. À l'ouest, un grès bioturbé à stratification oblique à mamelons, laminé, très fin à fin, est interprété comme représentant des dépôts de plate-forme continentale interne à médiane. Durant le dépôt de la partie inférieure de la Formation de Kamik, le contexte sédimentaire d'ensemble était caractérisé par une vaste plate-forme qui couvrait une grande portion du Yukon et par un complexe deltaïque situé dans la région du delta du Mackenzie. Les deux tiers supérieurs de la Formation de Kamik sont sans doute surtout marins et se composent de plusieurs séquences inverses. D'est en ouest, le passage de sédiments littoraux à des sédiments de plate-forme continentale est observé dans la partie supérieure de la Formation de Kamik (Dixon, 1986a).

Les faciès régionaux et les directions des isopaques montrent que la région source principale des strates des formations de McGuire et de Kamik se trouvait au sud et au sud-est sur le craton, et que la bordure de dépôt se trouvait sans doute à peu de distance de la bordure des sédiments préservés. Un important épaississement apparaît à proximité de l'arche d'Eskimo Lakes et du soulèvement de Cache Creek (fig. 9-2, 9-6).

À l'intérieur du Domaine de l'avant-pays entre le nord du Yukon et le nord-est de la Colombie-Britannique, on ne connaît l'existence d'aucune roche comprise entre le Jurassique supérieur et le Barrémien, même si des palynomorphes d'âge jurassique ont été recueillis dans des formations de l'Aptien et des formations plus récentes, dans l'arc de Mackenzie externe (fig. 9-2, 9-8; Yorath et Cook, 1981).

Le soulèvement survenu entre la toute fin du Hauterivien moyen et le tout début du Hauterivien tardif a créé une discordance d'envergure régionale qui apparaît à la base de la Formation de Mount Goodenough (fig. 9-7). Cette formation englobe environ 530 m de shale concrétionné de couleur gris clair à noire, de siltstone et de grès déposés entre le Hauterivien tardif et le Barrémien et possiblement l'Aptien (Jeletzky, 1958, 1960, 1961). La Formation de Rat River, sus-jacente, qui date probablement du Barrémien tardif et de l'Aptien, se compose d'environ 200 m de grès néritique fin à moyen, bioturbé et à stratification oblique, qui devient de plus en plus fin et argileux vers le nord-ouest (fig. 9-3).

Domaine de l'avant-pays méridional

Dans les Foothills, de la rivière de la Paix jusqu'à la partie sud-ouest de l'Alberta, et dans le bassin de Fernie situé

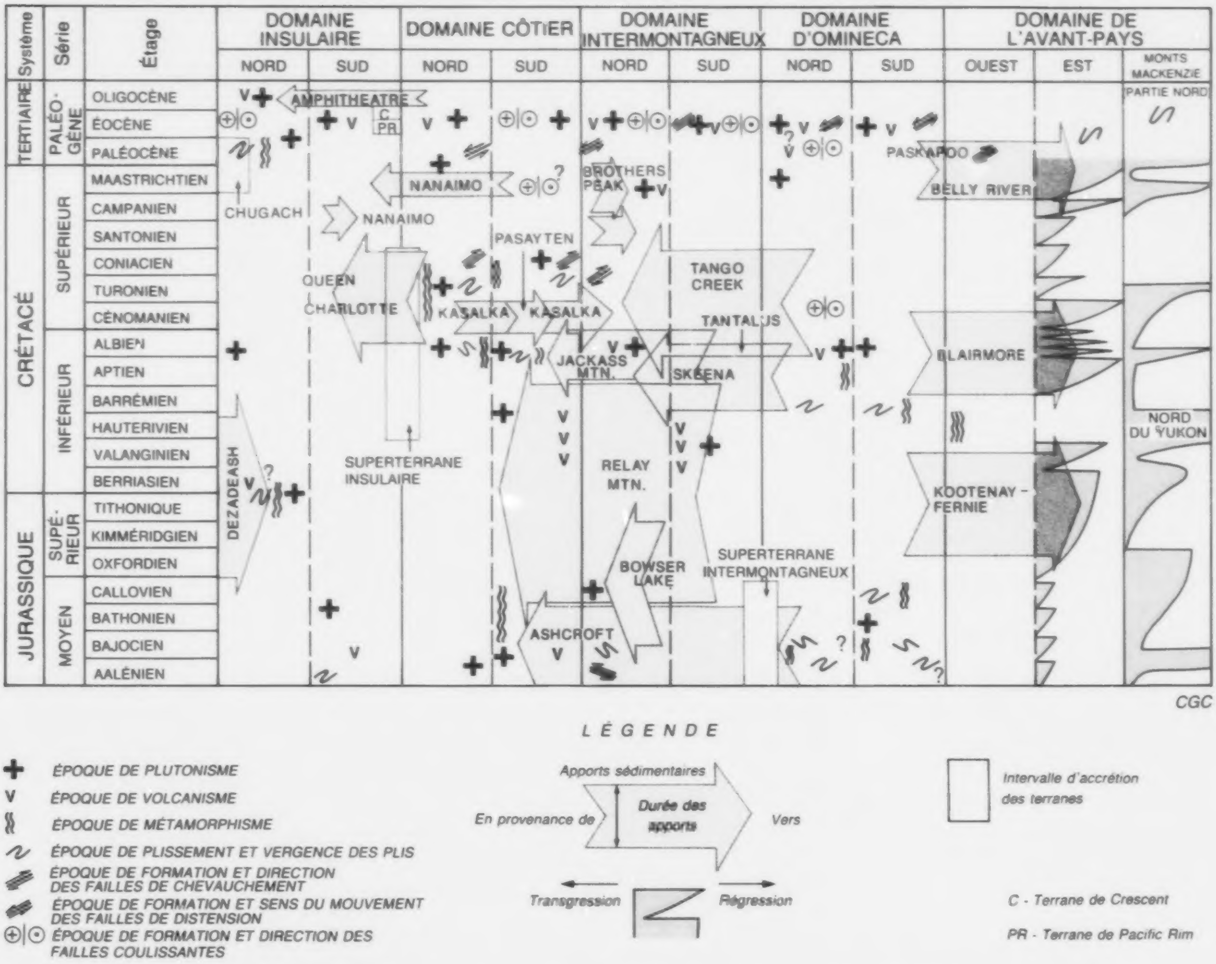
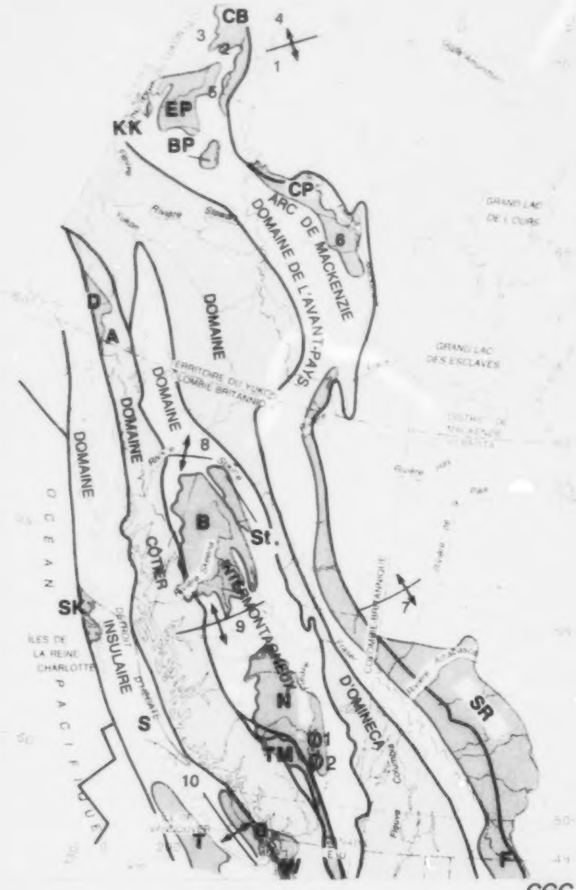


Figure 9-5. Diagramme synoptique des principaux événements tectoniques survenus du Jurassique moyen au Paléogène dans la Cordillère canadienne.

dans la partie sud-est de la Colombie-Britannique, des sédiments du Jurassique supérieur au Valanginien appartenant à l'Assemblage de Kootenay témoignent de la phase la plus ancienne de soulèvement et de déformation survenue dans la Cordillère (fig. 9-2). La partie supérieure de la Formation de Fernie est séparée de sa partie inférieure par une discordance datée de façon imprécise, qui pourrait refléter le changement de la région source dominante des sédiments, du craton oriental à la Cordillère en surrection. Stott (1984) a suggéré que les quantités significatives de siltstone et de grès de l'Oxfordien présentes dans les affleurements les plus occidentaux de la partie supérieure de la Formation de Fernie provenaient peut-être de sources situées à l'ouest. La partie supérieure de la Formation de Fernie, qui a environ 300 m d'épaisseur, comprend un grès glauconitique vert (Couches vertes) recouvert par un shale concrétionné gris sombre qui fait place vers le haut à un shale concrétionné contenant des interstrates de mudstone et de siltstone (Couches de passage; fig. 9-9), caractérisées par de nombreuses rides de plage, structures de bioturbation et débris végétaux, en particulier de gros troncs. Dans le nord-est de la Colombie-Britannique, la Formation de Fernie est recouverte progressivement par le Groupe de Minnes, qui se situe entre le sommet du Jurassique et la base du Crétacé (fig. 9-10). Cette succession fait place vers le sud-est à la Formation de Nikanassin dans le centre des Foothills en Alberta, donc au Groupe de Kootenay dans les Foothills et les Rocheuses du Sud (fig. 9-11).

Le Groupe de Minnes, qui se situe entre le Tithonique et le Valanginien tardif (Ziegler et Pocock, 1960; Stott, 1967a, 1975) est le plus complet dans les Foothills du nord de l'Alberta et du nord-est de la Colombie-Britannique, où il atteint plus de 2 km d'épaisseur. Ses quatre formations sont surtout des grès marins et un mudstone interstratifié au nord de la rivière Pine, mais vers le sud, les trois formations supérieures passent latéralement à un grès fluviatile grossier, à un conglomérat non marin et aux

couches houillères de la Formation de Gorman Creek (1 030 m). En général, les lithologies du Groupe de Minnes témoignent de milieux fluvio-deltaïques sur les marges de la cuvette, faisant place à des milieux d'eau plus profonde représentés par des turbidites au centre du bassin (fig. 9-2). La présence de clastes de radiolarite verte dans la Formation de Monteith (M.E. McMechan, communication personnelle, 1985) suggère les terranes de Slide Mountain ou de Cache Creek dans le Domaine d'Omineca comme source des sédiments. Ceci constitue une importante preuve de la mise en place des terranes océaniques dans le domaine d'Omineca au Jurassique terminal ou au Crétacé initial. Dans toute la région, la séquence est arasée au niveau de la discordance antérieure au Groupe de Bullhead (Hauterivien-Barrémien) et recouverte par le conglomérat de Cadomin, appartenant aux groupes de Bullhead et de Blairmore, du Crétacé inférieur (fig. 9-11).



ENTITÉS TECTONIQUES

CB	- Cuvette de Blow	1	- Arche d'Eskimo Lakes
EP	- Bassin d'Eagle Plains	2	- Soulèvement de Cache Creek
KK	- Bassin de Keele-Kandik	3	- Soulèvement de Romanzof et géanticlinal de Brooks Range
BP	- Bassin de Bonnet Plume	4	- Cuvette de Kugmallit
PT	- Cuvette de Peel	5	- Anticlinorium de Richardson monts Richardson)
SR	- Sillon des Rocheuses	6	- Arche de Keele
B	- Bassin de Bowser	7	- Arche de Peace River
St.	- Bassin de Sustut-Skeena	8	- Arche de Stikine
TM	- Cuvette de Tyaughton-Methow	9	- Arche de Skeena
D	- Bassin de Dezadeash	10	- Soulèvement de Cowichan
A	- Bassin d'Amphitheatre		
G	- Bassin de Georgia		
S	- Bassin de Suquash		

T - Bassin de Tofino
SK - Bassin de Skidegate
F - Bassin de Fernie
N - Bassin de Nechako
Φ1 et Φ2 - Puits d'exploration
W - Bassin de Whatcom

Figure 9-6. Domaines géomorphologiques et principaux bassins et arches sédimentaires existant pendant l'intervalle du Jurassique moyen au Paléogène.

Dans la région de la rivière Athabasca, la Formation de Nikanassin est datée avec imprécision, des fossiles du Kimméridgien au Tithonique/Volgien (Jurassique terminal) ayant été signalés seulement dans les couches basales (Mountjoy, 1962). La formation a 300 à 600 m d'épaisseur dans ses affleurements occidentaux, et elle est tronquée à l'est par la discordance susmentionnée. La Formation de Nikanassin se compose d'une alternance de grès fin et de mudstone sombre et, dans sa partie inférieure, représente probablement un faciès extracôtier à shale; de minces couches carbonées sont présentes à sa partie supérieure et indiquent peut-être un milieu d'estuaire.

Le Groupe de Kootenay, qui date également du Jurassique tardif-Crétacé précoce, atteint son épaisseur maximale dans le bassin de Fernie (1,1 km) et comprend un grès basal à granoclassement inverse, recouvert par des couches interstratifiées de grès, de mudstone, de conglomérat à cailloux de chert, et de charbon. Ce groupe est arasé au niveau de la discordance sous-jacente au conglomérat de Cadomin. Dans la cuvette des Rocheuses du Sud, les données relatives aux paléocourants et les analyses de faciès caractérisant les strates sommitales du Groupe de Fernie et les strates de la partie inférieure du Groupe de Kootenay, semblent confirmer l'hypothèse selon laquelle auraient existé un complexe de plage progradant vers le nord, recevant des apports fluviatiles, et un milieu de mer peu profonde dominé par des tempêtes, où le transport des sédiments aurait été axial et dirigé vers le nord-ouest (fig. 9-2; Hamblin et Walker, 1979). Une configuration de dispersion similaire dans les strates du Groupe de Kootenay dans la région est indiquée par Eisbacher et al. (1974).

Assemblages du Crétacé moyen (Blairmore et Trevor)

Domaine de l'avant-pays septentrional

En réponse à l'activité tectonique survenue entre l'Aptien et l'Albien, les régions sources situées dans le sud et l'ouest de la Cordillère septentrionale ont commencé à alimenter en sédiments plusieurs dépressions et bassins d'avant-pays apparus à l'avant de l'orogène en surrection. Dans la partie nord du Yukon et vers le sud-ouest jusqu'en Alaska, se sont formés sur les marges orientale et méridionale du géanticlinal de Brooks Range, la cuvette de Blow et le bassin de Keele-Kandik (fig. 9-3, 9-6; Young et al., 1976). Dans la cuvette de Peel, l'avant-fosse apparue à l'avant des monts Mackenzie, pendant l'intervalle de l'Aptien terminal à l'Albien initial, est représentée par le Membre de Glauconite de la Formation de Martin House, par le grès glauconitique basal de la Formation d'Arctic Red et par

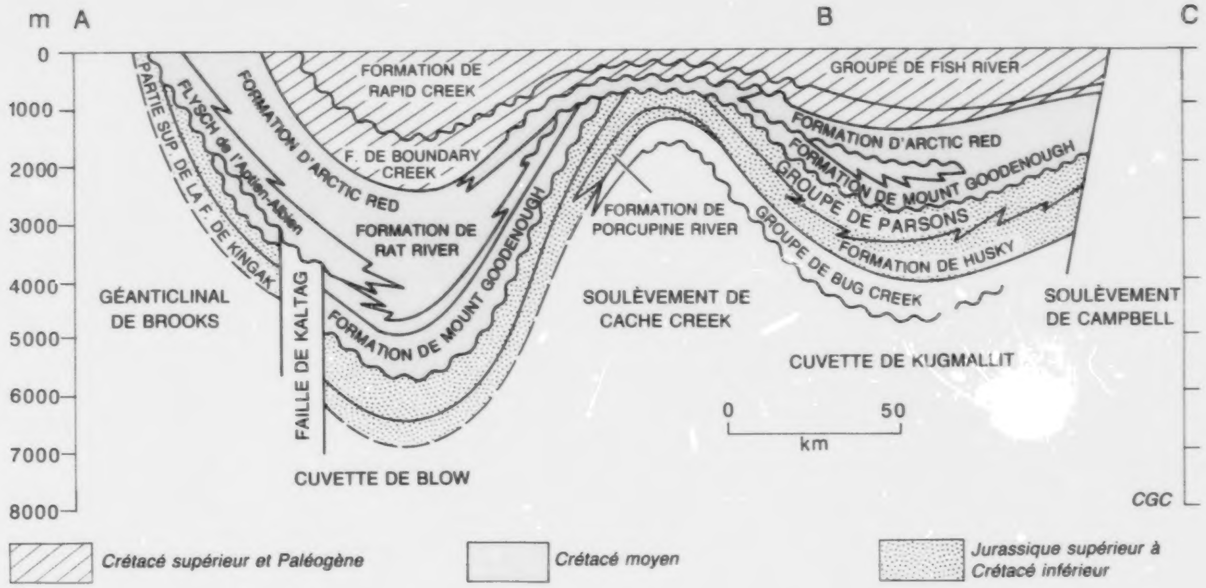


Figure 9-7. Coupe schématique montrant les trois assemblages de roches clastiques présents dans les strates du Jurassique supérieur au Paléogène, dans les cuvettes de Blow et de Kugmallit (d'après Balkwill et al., 1983). Voir à la figure 9-1 la position de la coupe.

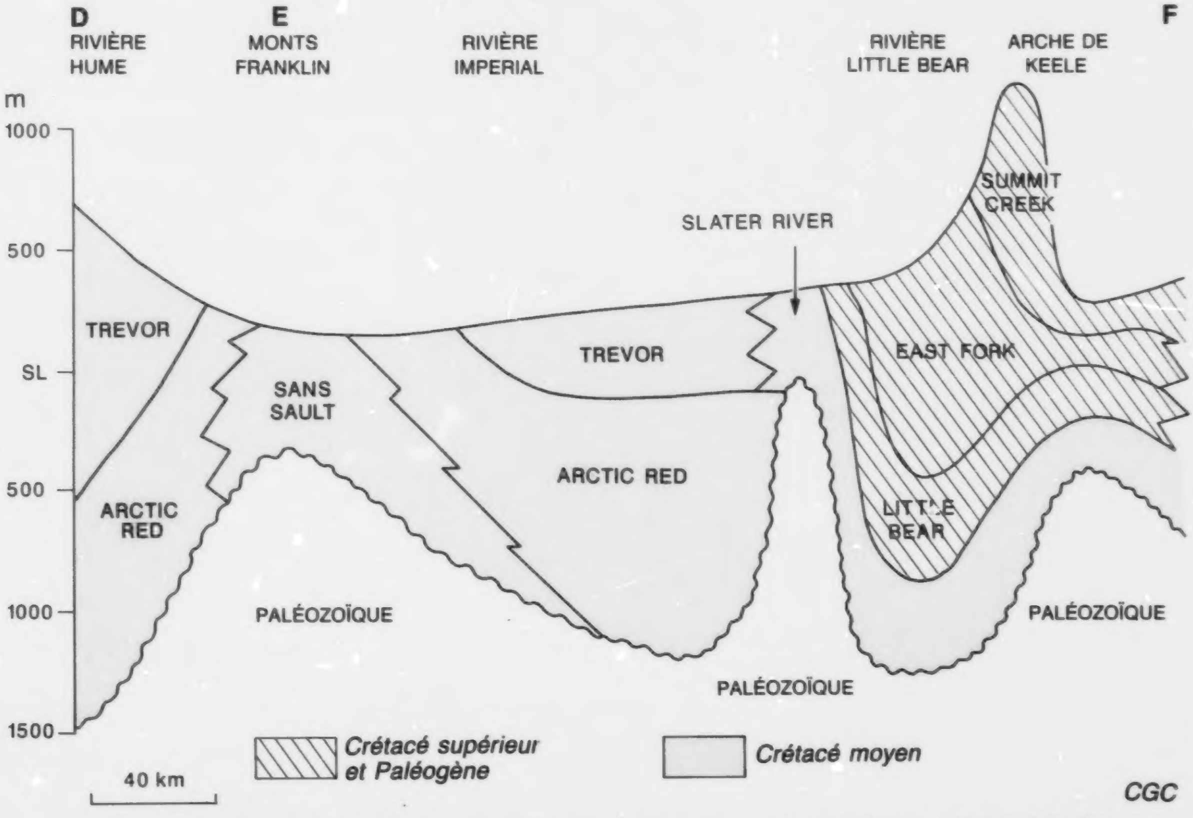


Figure 9-8. Coupe schématique montrant les deux prismes de roches clastiques présents dans les strates du Crétacé et du Tertiaire de la partie axiale de la cuvette de Peel (modifié de Yorath et Cook, 1981). Voir à la figure 9-1 la position de la coupe.

Figure 9-9. Couches de Passage de la Formation de Fernie, à Banff en Alberta. Ces sédiments représentent la phase initiale de sédimentation de roches clastiques d'une source située dans l'orogène à l'ouest, dans le Domaine de l'avant-pays. (Photo : W.R. Price). GSC 205235-O

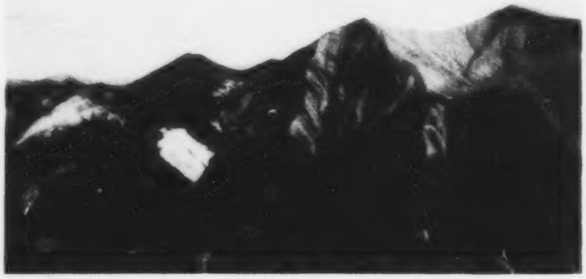


Figure 9-10. Assemblage de Kootenay dans les Foothills du nord-est de la Colombie-Britannique. Les affleurements de couleur claire apparaissant en bas à gauche sont d'âge triasique. Les shales sus-jacents, peu résistants et de couleur sombre, de la Formation de Fernie passent progressivement aux grès du Groupe de Minnes qui constituent le pic central. (Photo : D.F. Stott). GSC 205235-DD

l'unité du grès inférieur de la Formation de Sans Sault (fig. 9-3, 9-8).

Des strates crétacées non marines, non dénommées, plissées et de fort pendage sont préservées sous forme d'un panneau isolé, limité par des failles, dans l'ouest des monts Mackenzie (Blusson, 1971). Leur épaisseur, qui est d'environ 1 315 m, est un minimum, puisque les couches observées à la base se trouvent en contact de faille avec des roches dévoniennes; de plus, ces strates fossilifères sont les plus récentes qui affleurent. Elles comprennent une succession de grès, de conglomérat et de shale disposés en séquences positives de 2 à 15 m d'épaisseur. La plupart des sédiments correspondent à des milieux méandriques. Un shale contenant du charbon ou des couches de charbon coiffent habituellement chaque séquence. Les rares données sur les paléocourants suggèrent que le paléoécoulement était dirigé vers le sud-est, parallèlement à la direction générale des affleurements actuels. À la base de la séquence, le chert est le principal type de claste dans le grès et le conglomérat, mais plus haut dans la colonne stratigraphique, il devient moins abondant que le grès quartzeux. La source des sédiments était probablement les couches de la Formation de Mattson d'âge mississippien et de la Formation de Fantasque d'âge permien. L'âge de ces dépôts n'est pas plus ancien que le Barrémien et pas plus récent que l'Albien (A.R. Sweet, communication personnelle, 1986); étant donné que les dépôts d'avant-fosse les plus anciens datent de l'Aptien tardif, la région source des sédiments a sans doute été soulevée à l'Aptien approximativement.

Dans les Territoires du Nord-Ouest et au Yukon, l'épaisseur des strates de l'Albien est variable. Dans la cuvette de Blow, on a observé que les strates de l'Albien inférieur pouvaient atteindre 4 km d'épaisseur (Young, 1973), mais directement à l'est, sur les flancs du soulèvement de Cache Creek (fig. 9-6), elles ont 400 m d'épaisseur (Young, 1972). Vers le sud, dans la cuvette de Peel, les strates de l'Albien peuvent atteindre 1 600 m d'épaisseur. Dans la plaine d'Eagle, le shale de l'Albien atteint 1 500 m d'épaisseur et dans le bassin de Kandik, le grauwacke de Kathul a au moins 450 m d'épaisseur (Brabb, 1969) en Alaska et au moins 900 m d'épaisseur au Yukon.

Dans la cuvette de Blow, la séquence de flysch de l'Albien comprend une unité inférieure de shale, une unité de conglomérat et de grès, une unité supérieure de shale et une unité turbiditique de grès et de shale. Sur le côté ouest de la cuvette de Blow et du bassin de Keele-Kandik, les dépôts conglomératiques et gréseux formés par écoulement gravitaire, qui ont 2 100 m d'épaisseur (Young, 1972, 1973; Young et al., 1976), semblent avoir constitué des cônes sous-marins. Au nord, les équivalents latéraux se caractérisent par une granulométrie plus fine et comportent des séquences de Bouma, typiques des milieux de cône externe ou de plaine de bassin. Les sédiments grossiers de bassin de l'Albien inférieur deviennent plus fins vers le haut, ce qui indique soit une réduction des apports sédimentaires, soit une modification du site d'accumulation des dépôts de cône sous-marin. Les grès de la Formation de Sharp Mountain (Albien inférieur), situés entre les sédiments d'eau profonde de la cuvette de Blow au nord et le bassin de Keele-Kandik au sud-ouest, peuvent être le prolongement des sédiments d'eau profonde, comme l'indique Dixon (1986b). Si ces sédiments se sont déposés en eau peu profonde comme le suggère Jeletzky (1975), ils représentent probablement alors des dépôts de plate-forme continentale adjacente à une masse continentale à l'ouest.

À l'est, la partie supérieure et plus récente de la séquence de flysch s'amincit et fait progressivement place vers l'est, en direction du soulèvement de Cache Creek, à la Formation de Rapid Creek qui est une formation de fer phosphatée de 60 m d'épaisseur (fig. 9-3; Young et Robertson, 1984). Les particules de phosphates à l'intérieur de la formationn de fer se composent de minéraux rares tels que la satterlyite, l'arrojadite et l'ormanite qui indiquent une composition originelle pauvre en calcium. La coexistence des phosphates de fer et de magnésium de même que la présence d'apatite sont inhabituelles. L'exis-

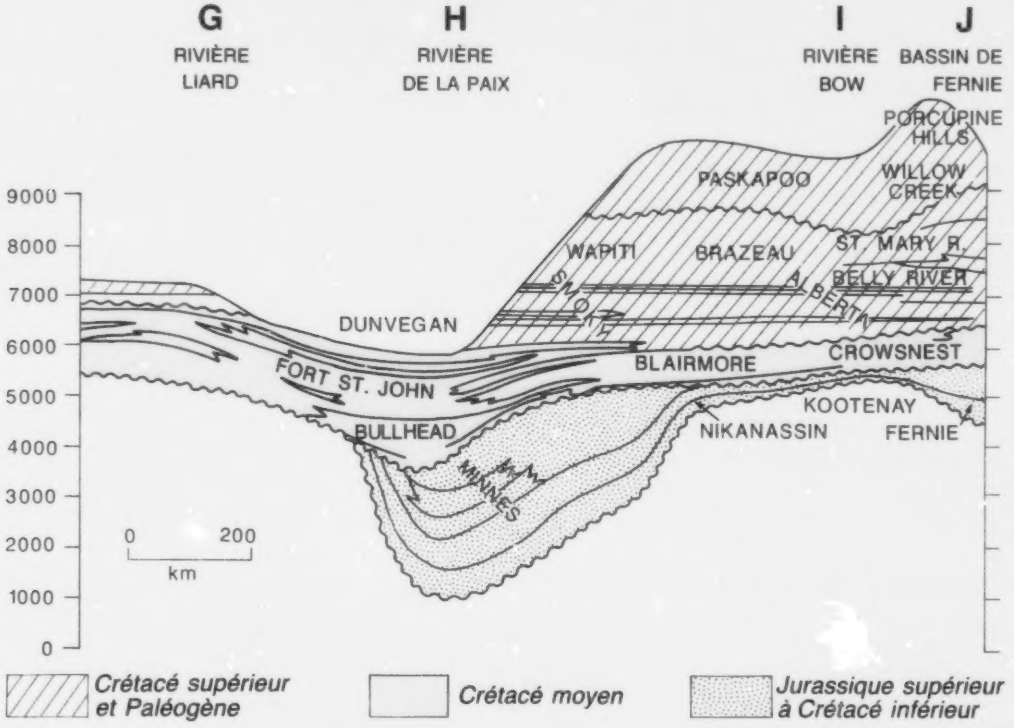


Figure 9-11. Coupe schématique montrant les trois prismes de roches clastiques présents dans les strates du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire des Rocheuses et des Foothills entre le bassin de Fernie et la rivière Liard (d'après Stott, 1984). Voir à la figure 9-1 la position de la coupe.

tence de cette phosphorite, la plus septentrionale connue, s'explique probablement par la remontée de courants froids de direction nord-est sur le flanc ouest du soulèvement de Cache Creek.

À l'Albien précoce, une grande partie de la région de la plate-forme septentrionale a été le site d'une accumulation de boue et de silt, représentée par les formations d'Arctic Red et de Whitestone River (fig. 9-3). La cuvette de Peel qui s'approfondissait rapidement s'est remplie d'un grès glauconitique basal et de l'épais mudstone sus-jacent, silteux, concrétionné et fossilifère, de la Formation d'Arctic Red (fig. 9-12) qui recouvre en disconformité les strates de la Formation d'Imperial, du Dévonien supérieur, entre le front des monts Mackenzie et le fleuve Mackenzie (fig. 9-8). La Formation de Sans Sault, composée de grès et de mudstone, s'est déposée sur le flanc ouest de l'arche de Keele (fig. 9-6) et se prolonge vers l'ouest dans la cuvette de Peel. Dans le sud de la cuvette de Peel, les shales à bentonites de la base de la Formation de Slater River constituent l'unité basale de la succession du Crétacé (Yorath et Cook, 1981, 1984).

Vers la fin de l'Albien moyen, la cuvette de Peel recevait du sud et du sud-ouest des sédiments marins grossiers de type clastique; ces derniers sont représentés par la Formation de Trevor (Yorath et Cook, 1981). Les roches clastiques grossières de la Formation de Trevor et des conglomérats non dénommés de l'arche de Keele passent latéralement vers le sud, le long de la vallée du Mackenzie, au mudstone et au siltstone de plate-forme continentale de la partie supérieure de la Formation de Slater River (fig. 9-8).

Dans la Cordillère, l'activité orogénique a mis fin à l'ennoyage de grande envergure survenu à une époque plus ancienne de l'Albien. Dans une grande partie des Territoires du Nord-Ouest, une discordance régionale sépare les strates de l'Albien des strates du Crétacé supérieur, excepté dans la cuvette de Peel où ce hiatus n'a pas été reconnu. Dans le bassin de Bonnet Plume, le grès, le conglomérat et le shale de la partie inférieure de la Formation de Bonnet Plume (Albien moyen et supérieur) constituent une portion d'une épaisse séquence sédimentaire qui surmonte les roches miogéoclinales de l'anticlinorium de Richardson (Norris et Hopkins, 1977). Celles-ci sont surmontées en discordance par les strates de la partie supérieure de la Formation de Bonnet Plume, qui datent du Maastrichtien-Paléocène.

Domaine de l'avant-pays méridional

Alors que se poursuivait le soulèvement de la Cordillère, des matériaux clastiques grossiers se sont accumulés dans la cuvette des Rocheuses alors en subsidence rapide; cette subsidence a permis l'incursion graduelle des eaux marines des régions boréales. Le prisme de roches clastiques, constitué entre le Barrémien et le Cénomanien précoce, comprend les groupes de Blairmore, Luscar, Bullhead et Fort

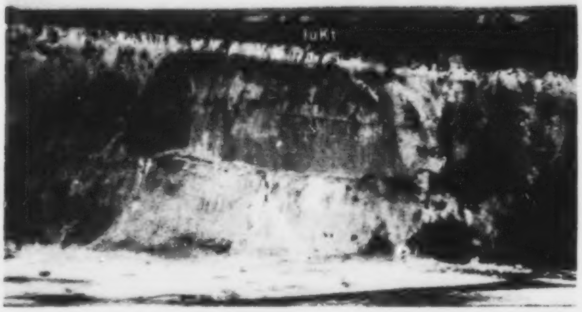


Figure 9-12. Formation de Trevor (IuKt) surmontant la Formation d'Arctic Red (lKa) dans la cuvette de Peel; rivière Imperial, Territoires du Nord-Ouest. (Photo : C.J. Yorath). GSC 2052350-N

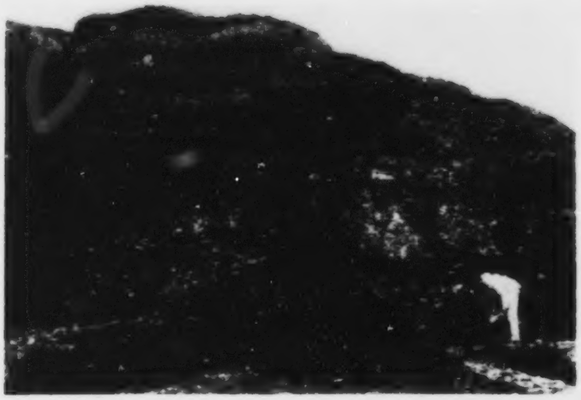


Figure 9-13. Conglomérat massif de la Formation de Cadomin (en position basale) de l'Assemblage de Blairmore, dans la région du col Monkman, dans le nord-est de la Colombie-Britannique. (Photo : D.F. Stott). GSC 205235-EE

St. John et la Formation de Dunvegan (fig. 9-3, 9-11). Dans ses affleurements les plus occidentaux, il a de 450 m à 2,1 km d'épaisseur, mais s'amincit vers l'est jusqu'à atteindre moins de 300 m d'épaisseur dans la subsurface des Plaines intérieures. Dans le nord-est de la Colombie-Britannique, ce prisme est limité à sa base par la discordance antérieure au Groupe de Bullhead et à son sommet par une discordance postérieure à la Formation de Dunvegan. Dans le sud-ouest de l'Alberta, il est limité par des discordances antérieure et postérieure au Groupe de Blairmore. Les caractéristiques paléogéographiques de la succession de Blairmore-Fort St. John indiquent un ennoyage de grande envergure de la région des Plaines intérieures, ainsi que des variations latérales de la position de la ligne de rivage.

La baie formée pendant l'Aptien et l'Albien initial, dont témoigne la Formation de Gething du Groupe de Bullhead, ne s'est pas étendue beaucoup plus loin au sud que la rivière de la Paix (fig. 9-3). Un grand delta a progradé vers l'est dans le passage marin à partir de sa rive sud-ouest. D'autres deltas existaient sur le côté oriental, flanqués par des crêtes de roches paléozoïques (Rudkin, 1964). Ce passage marin était bordé au sud par une vaste plaine alluviale au drainage médiocre.

Dans le nord-est de la Colombie-Britannique, la succession basale sans doute formée pendant l'intervalle du Barrémien à l'Albien initial, est comprise dans le Groupe de Bullhead (Stott, 1968, 1973, 1982). La séquence a environ 1 km d'épaisseur dans les Foothills occidentaux, à la hauteur de la rivière de la Paix, et sa base est indiquée par la Formation de Cadomin bien reconnaissable (fig. 9-13), surtout composée d'un conglomérat à cailloux de chert, qui, dans le nord-est de la Colombie-Britannique, s'est déposé dans un milieu de piémont et de plaine alluviale. Comme la séquence sous-jacente, la Formation de Cadomin a été déposée par un régime paléohydrographique de direction nord-est puis nord-ouest (McLean, 1977). Le faciès houiller sus-jacent de la Formation de Gething, qui forme de vastes deltas entre la rivière Athabasca et la rivière de la Paix, passe progressivement vers le nord à un grès fin, puis à un mudstone et à un siltstone marins (fig. 9-14). Ces couches représentent une transgression survenue entre l'Aptien et peut-être l'Albien initial, qui correspondrait à l'incursion initiale d'une mer boréale après une période d'érosion. Il est intéressant de remarquer que le grès de la Formation de Gething contient la première suite de minéraux métamorphiques, en particulier des grenats, de la staurotide et de la sillimanite, dans le Domaine de l'avant-pays; ceux-ci proviennent des terrains soulevés du Domaine d'Omineca à l'ouest (fig. 9-3; Stott, 1968) qui étaient également la source de l'abondant mica de la Formation de Skeena dans le Domaine intermontagneux.

Figure 9-14. Grès, siltstone et mudstone interstratifiés dans le stratotype de la Formation de Gething (Assemblage de Trevor), dans le canyon de la rivière de la Paix, en Colombie-Britannique. (Photo : D.F. Stott). GSC 205235-CC

Dans les Foothills centraux, le faciès houiller de la Formation de Gething fait place à un sable alluvial accompagné de dépôts de barre de méandre et de plaine d'inondation inclus dans la partie inférieure de la Formation de Gladstone (fig. 9-3; Mellon, 1967; McLean, 1982). Dans les Foothills méridionaux, la partie supérieure de la Formation de Gladstone comprend un shale calcareux et un calcaire

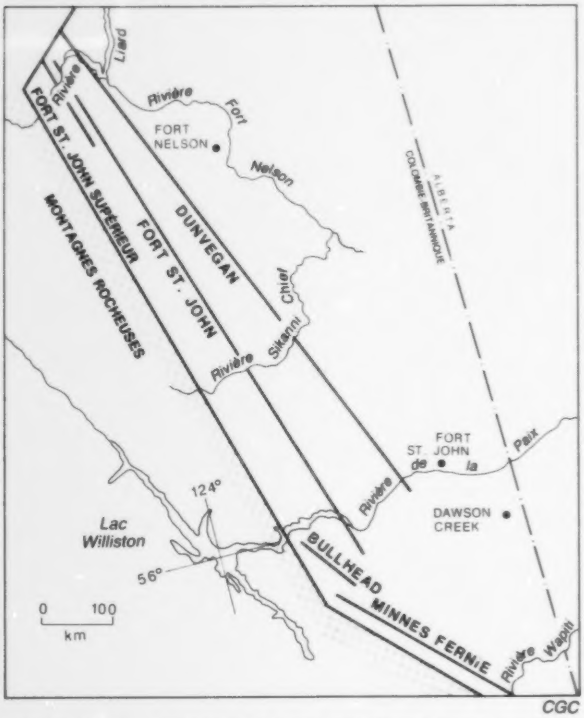


Figure 9-15. Position des axes des avant-fosses pendant le dépôt des assemblages du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur et du Crétacé moyen (d'après Stott, 1984).

(Loranger, 1951; Glaister, 1959), qui contiennent une abondante faune dulçaquicole remplacée au nord par une faune d'eau saumâtre (Mellon et Wall, 1963; Mellon, 1967; McLean et Wall, 1981).

Durant l'Albien précoce, a débuté une nouvelle phase d'orogenèse de la Cordillère et l'avant-fosse, comprenant de vastes gisements houillers, a migré vers l'est (fig. 9-15). La baie boréale a progressé vers le sud et a fini par se joindre, à la toute fin de l'Albien moyen, à la baie qui s'étendait vers le nord à partir du golfe du Mexique (Stelck et al., 1956; Stelck, 1958; Jeletzky, 1971a, b). Les variations des vitesses de subsidence, de sédimentation et de soulèvement de la région source, ainsi que les variations eustatiques planétaires du niveau de la mer, ont eu pour résultat d'importantes transgressions et régressions.

La succession albienne du nord-est de la Colombie-Britannique, représentée par le Groupe de Fort St. John, comprend quatre cycles de régression-transgression correspondant chacun au dépôt de shale marin et de sédiments clastiques grossiers sus-jacents, de faciès paralique, incluant de vastes gisements houillers (Stott, 1968, 1982). Le mode de sédimentation a été influencé par un renouvellement d'activité le long de la protoarche de Peace River, où le grès littoral et deltaïque et les faciès connexes des deux premiers cycles indiquent que la sédimentation s'est effectuée dans une direction générale est. Dans les Foothills centraux et méridionaux, les strates équivalentes sont représentées par le Groupe de Luscar (Langenberg et McMechan, 1984) et le Groupe de Blairmore. Le premier comprend des séquences positives de grès, shale et charbon qui correspondent à un milieu néritique, un milieu d'estuaire, un milieu fluvial et un milieu de dépression latérale humide. Les strates du Groupe de Blairmore se composent de shales bariolés et de grès feldspathiques verts qui contiennent en abondance des débris volcaniques et un ciment de chlorite. Plusieurs membres conglomératiques renfermant des cailloux de roche ignée apparaissent dans l'ensemble du Groupe de Blairmore. Les cailloux contenus dans le conglomérat de McDougall-Segur (Douglas, 1950) ont été approximativement datés par la méthode K/Ar de 149 à 178 Ma (Norris et al., 1965). La source de ces clastes était très certainement située dans le Domaine d'Omineca.

Durant le troisième cycle, à l'Albien tardif, une transgression marine ayant son origine au nord et au sud a mis en communication la mer boréale et la mer du golfe du Mexique. Le long de la marge sud-ouest du passage marin, l'activité volcanique s'est traduite par le dépôt du tuf et de l'agglomérat trachytiques de la Formation de Crowsnest (voir chapitre 14), sous-jacente à l'horizon repère de «Fish-Scale» qui, selon l'opinion générale, marquerait

Figure 9-16. Conglomérat massif de la Formation de Dunvegan (Assemblage de Blairmore), rivière Dunedin, Colombie-Britannique. (Photo : D.F. Stott). GSC 205235-FF

approximativement la limite entre l'Albien et le Cénomanien (Crétacé précoce-Crétacé tardif). La phase régressive du dernier cycle est représentée par la Formation de Dunvegan d'âge cénomanien qui se compose principalement de quartz, de quartzite et de grès conglomératique à cailloux de chert déposés sur un piémont et dans une plaine alluviale dans la région de la Liard (fig. 9-16), d'un grès alluvial-deltaïque entre cette région et la rivière de la Paix, et d'un grès fin et mudstone de front de delta et prodeltaïques au sud (Stott, 1982). Au Cénomanien, la communication entre le passage marin boréal et le passage du golfe du Mexique a été réduite par le vaste réseau fluvio-deltaïque de Dunvegan qui est apparu entre les cuvettes marines de la région du Mackenzie et des Foothills centraux.

Dans la région de la Liard en Colombie-Britannique, la discordance présente au sommet de la Formation de Dunvegan (fig. 9-11) correspond à une partie de l'Étage cénomanien et à la totalité des étages turonien et coniacien (Stott, 1963). Bien qu'en grande partie, le Cénomanien et le Turonien soient représentés par un shale marin dans les Foothills septentrionaux en Alberta, la discordance présente au sommet du Groupe de Blairmore dans les Foothills centraux et méridionaux paraît couvrir la majeure partie du Cénomanien et peut-être une partie de l'Albien.

Assemblages du Crétacé supérieur au Paléogène (Brazeau, Smoky, Fish River et Reindeer)

Domaine de l'avant-pays septentrional

Dans l'ouest des monts Ogilvie, la Formation de Monster d'âge cénomanien témoigne de la progradation vers le nord et le nord-est d'un complexe côtier de cône alluvial et delta. Un mince mudstone marin présent à la base de la formation fait place à des strates littorales et non marines. Sur la bordure sud de la plaine d'Eagle, la partie inférieure du Groupe d'Eagle Plain, de plus de 700 m d'épaisseur, se compose de grès et shales interstratifiés. La présence de fossiles marins et non marins et les faciès suggèrent que la sédimentation a eu lieu dans un milieu de transition entre des conditions lacustres et fluvio-deltaïques près d'une ligne de rivage fluctuante (Mountjoy, 1967; Dixon, sous presse). Plus au nord, les strates marines du Groupe d'Eagle Plain sont interprétées comme étant des dépôts de milieu néritique interne. Dans la dépression de Rapid, les boues de plate-forme continentale riches en matière organique, appartenant à la Formation de Boundary Creek, ont été datées de l'intervalle du Cénomanien au Turonien et reposent en discordance sur les shales de l'Albien. Dans la cuvette de Peel, la Formation de Trevor, telle que décrite par Yorath et Cook (1981), pourrait bien comprendre une discordance qui correspondrait à une portion de l'intervalle de l'Albien tardif au Cénomanien. Cette discordance régionale, qui existe dans presque toute la région du fleuve Mackenzie, constitue une importante limite tectonostratigraphique.

Les indices paléogéographiques de l'intervalle du Coniacien au Campanien montrent qu'une vaste plate-forme continentale peu profonde s'étendait sur la plus grande partie des Territoires du Nord-Ouest et du nord du Yukon. Les débris grossiers provenaient surtout de la Cordillère en surrection au sud et les grès et siltstones non marins de la partie supérieure du Groupe d'Eagle Plain se sont déposés le long du flanc nord de cette Cordillère.

Les strates du Coniacien supérieur au Campanien inférieur, qui forment la partie supérieure du Groupe d'Eagle Plain et la Formation de Little Bear, affleurent de façon discontinue sur une superficie limitée. Leur puissance n'est pas élevée; sur la majeure partie de sa superficie, la succession de Little Bear a moins de 300 m d'épaisseur en affleurement dans les coupes stratigraphiques du centre du bassin, et environ 500 m d'épaisseur dans les coupes de subsurface (Yorath et Cook, 1981). La Formation de Little Bear dans le sud de la cuvette de Peel, où ont été récoltés des palynomorphes du Santonien au Campanien (Brideaux, 1971; Aitken et Cook, 1974), est une unité de grès, siltstone et mudstone interstratifiés. Cette formation apparaît principalement le long de la marge sud-ouest de la cuvette de Peel et passe progressivement vers le nord au shale marin de la succession d'East Fork-Slater River dans la partie centrale de la cuvette (fig. 9-8).

Les strates du Maastrichtien au Paléocène, dans le nord de la dépression de Rapid, comprennent environ 1 800 m de roches clastiques terrigènes de caractère molassique, appartenant au Groupe de Fish River, et sont surmontées par environ 575 m de sédiments de plaine deltaïque de la Formation de Reindeer (Assemblage de Reindeer; fig. 9-4; Young, 1975). Dans le bassin de Bonnet Plume, la partie supérieure de la Formation de Bonnet Plume comprend des unités de grès, shale et lignite s'échelonnant du Maastrichtien au Paléocène. Dans la partie centrale de la cuvette de Peel, s'est poursuivie l'accumulation du shlae marin de la Formation d'East Fork; au Maastrichtien, des interstrates de grès argileux fin apparaissent dans le shale. Une succession de conglomérat, grès, tuf et charbon impur, s'échelonnant entre le Maastrichtien supérieur et le Paléocène, et comprise dans la Formation de Summit Creek, surmonte la Formation d'East Fork dans le sud de la cuvette de Peel. Ces couches font partie d'un vaste cône alluvial qui résulte du soulèvement des monts Mackenzie (fig. 9-4) et montrent des structures fluviatiles telles que des barres de méandre et des chenaux. Les couches de cendres sont sans doute des sédiments cycliques, produits par les retombées de colonnes de cendres très hautes qu'avaient émises des sources volcaniques localisées dans le centre du Yukon (Rickets, 1985).

Domaine de l'avant-pays méridional

L'évolution de la cuvette des Rocheuses et de la plate-forme adjacente, entre le Cénomanien tardif et le Paléogène, est marquée par l'ennoyage marin de grande envergure de l'intérieur du continent et par l'expansion de la mer boréale et de la mer du Golfe. Plusieurs couplets transgressifs-régressifs existent dans une séquence principalement composée de shale, à laquelle sont associés des sables épinéritiques déposés au Turonien et au Santonien. Les phases d'orogenèse de la Cordillère, réactivées du Campanien au Maastrichtien, ont favorisé sur une grande étendue le dépôt de sédiments alluviaux-deltaïques de caractère molassique, progradants vers l'est, auxquels sont associés des couches houillères et des restes de dinosaures (Assemblage de Brazeau).

Les strates marines du Crétacé supérieur qui constituent l'Assemblage de Smoky atteignent une puissance maximale de 4 km dans les Foothills occidentaux. La suc-

cession repose en discordance sur le Groupe de Blairmore dans les Foothills méridionaux et centraux en Alberta, et sur la Formation de Dunvegan dans le nord-est de la Colombie-Britannique (fig. 9-11). Le sommet de la Formation de Dunvegan est marqué par une discordance régionale qui représente la totalité du Turonien et probablement du Coniacien. Dans les Foothills septentrionaux en Alberta, et jusque dans la région de la rivière de la Paix, la succession est plus continue et le contact inférieur est transitionnel et concordant. Dans l'ensemble des Foothills, les couches du Crétacé supérieur sont recouvertes par des sédiments du Paléocène attribués à la partie supérieure de la Formation de Willow Creek, et aux formations de Porcupine Hills et de Paskapoo (fig. 9-4).

Au tout début du Crétacé tardif, l'intérieur du continent était une région basse limitée à l'ouest par la Cordillère en surrection, à l'est par le Bouclier précambrien, au sud et au nord par les baies de la mer du Golfe et de la mer boréale. Le dépôt des sédiments marins a débuté par une vaste subsidence épirogénique dans la région médio-continentale, subsidence qui a permis l'invasion par les eaux marines au nord et au sud. L'incursion de la mer boréale représente la continuation de l'avancée qui avait débuté dans les Foothills septentrionaux vers la fin de l'Albien tardif. Elle s'est étendue vers le sud dans le Bassin intérieur de l'ouest des États-Unis à l'Albien tardif, mais n'a gagné à l'ouest la région des Foothills du sud de l'Alberta qu'à l'époque comprise entre le Cénomanien et le Turonien.

La succession marine des groupes d'Alberta et de Smoky, comprise dans l'intervalle du Cénomanien tardif au Campanien, contient un shale à sidérite calcareux, un siltstone et un grès fin (Stott, 1963, 1967b). L'épaisseur de la succession qui existe sur toute la longueur des Foothills jusqu'à une limite d'érosion proche de la rivière de la Paix se situe entre 600 et 1 400 m. La partie supérieure de la succession marine et les couches alluviales sus-jacentes réapparaissent dans le vaste synclinal de Liard au nord de la route de l'Alaska. Deux mégacycles ont été reconnus, le premier allant du Cénomanien au Turonien et le second du Turonien au Campanien. La phase régressive du premier mégacycle se trouve dans le grès et le mudstone marins relativement minces de la Formation de Cardium qui, à Pembina en Alberta, constitue l'un des plus importants champs pétrolifères au Canada. Selon Walker (1983), le transport des sédiments de la Formation de Cardium aurait eu lieu vers le sud-est dans le centre ouest de l'Alberta, en suivant plus ou moins l'axe de la cuvette des Rocheuses. Le second mégacycle marque le plus vaste ennoyage épirique de l'ouest de l'Amérique du Nord au Crétacé (Jeletzky, 1971b).

La sédimentation marine prolongée et étendue, survenue au Crétacé tardif, a pris fin avec le dépôt d'un grès alluvial grossier et d'un mudstone interstratifié, tous deux diversement attribués aux formations de Belly River, de St. Mary River, de Willow Creek, de Brazeau et de Wapiti. Ces sédiments non marins, à l'ouest, passent vers l'est à un shale marin, et sont surmontés en concordance ou en discordance par le shale et le grès non marins des formations tertiaires de Porcupine Hills et de Paskapoo (fig. 9-4). Cette succession dépasse au total 1 060 m d'épaisseur dans les Foothills occidentaux.

La Formation de Belly River et ses équivalents (Tozer, 1956; Carrigy, 1971) forment un prisme de sédiments clastiques de plus de 600 m d'épaisseur, composé de grès verts, de shale et d'un peu de charbon. Cette formation est surmontée par le shale marin de la Formation de Bearpaw, déposé entre le Campanien et le Maastrichtien (Wall et Rosene, 1977; Caldwell et al., 1978), qui témoigne d'une réavancée significative du passage marin au Campanien tardif. Ce passage marin s'est étendu à l'ouest dans la région de Crowsnest, mais n'a ni gagné les Foothills centraux et septentrionaux en Alberta, ni dépassé Edmonton au nord-ouest.

Dans les Foothills méridionaux en Alberta, la Formation de Bearpaw est surmontée par 250 m de grès et shale alluviaux de la Formation de St. Mary River. La Formation de Willow Creek, plus récente, a environ 1,2 km d'épaisseur et se compose de grès accompagnés d'un shale bariolé qui passe progressivement vers le haut à un grès de couleur chamois en surface altérée et à un shale brun. Aucune lacune n'a été identifiée à l'intérieur de la Formation de Willow Creek, même si la partie supérieure de cette formation contient une faune paléocène typique. La Formation de Porcupine Hills d'âge paléocène, située dans les Foothills méridionaux, comprend environ 1 km de grès grossier massif à stratification oblique et de shale à bentonite calcareux.

Dans les Foothills centraux, les couches inférieures de la Formation de Brazeau comprennent un conglomérat à cailloux, tandis que les 1,6 km supérieurs se composent de grès verdâtre, de shale, d'un peu de tuf et de minces filons de charbon. La Formation de Brazeau est surmontée par le conglomérat d'Entrance, les couches houillères de la Formation de Coalspur et les épais dépôts de la Formation de Paskapoo du Paléocène (Jerzykiewicz et McLean, 1980). Plus au nord, la Formation de Wapiti est semblable à la Formation de Brazeau (Kramers et Mellon, 1972). Ces sédiments du Crétacé terminal, comme les strates du Paléocène, sont très épais et témoignent de la dernière phase de l'orogenèse de la Cordillère. Le long de l'orogène, la surrection des montagnes, combinée au soulèvement du nord du craton, a provoqué le retrait du passage marin de l'intérieur du continent.

Dans la partie amont de la vallée Flathead, dans les Rocheuses du Sud, la Formation de Kishenehn datant de l'Éocène terminal-Oligocène initial (Russell, 1954; McMechan, 1981) englobe environ 3 600 m de dépôts alluviaux; ceux-ci se sont accumulés dans un graben asymétrique apparu lors du mouvement listrique normal vers l'ouest, survenu le long de la faille de Flathead (Price, 1965). La Formation de Kishenehn repose en discordance angulaire sur des strates déformées par la dernière phase d'orogenèse de la Cordillère et constitue une limite supérieure pour la datation des structures tectoniques sous-jacentes des Rocheuses du Sud (fig. 9-4).

DOMAINE D'OMINECA

H. Gabrielse et R.G. Anderson

Durant le bref intervalle du Jurassique tardif au Paléogène, le Domaine d'Omineca a été le lieu d'épisodes de déformation, de métamorphisme, de plutonisme, de volcanisme et de soulèvement. De ce fait, la stratigraphie est souvent très incomplète, et indique la présence de bassins très dispersés, contrôlés par des failles et contenant des sédiments non marins du Crétacé supérieur et du Paléogène localement associés à des roches volcaniques; ces derniers

sont étudiés sous la rubrique «Bassins contrôlés par des failles» à la fin du présent chapitre. Néanmoins, le domaine a joué un rôle fondamental en tant que région source des sédiments clastiques qui se sont déversés dans les domaines adjacents, c'est-à-dire le Domaine de l'avant-pays et le Domaine intermontagneux. Des roches volcaniques du Crétacé moyen et supérieur existent principalement dans la partie nord du Domaine d'Omineca, et un certain nombre de suites datant du Crétacé et du Cénozoïque précoce affleurent sur toute la longueur de ce domaine.

Roches volcaniques et plutoniques

Dans la Cordillère septentrionale, apparaissent trois assemblages de roches volcaniques s'échelonnant du Crétacé au Paléogène. Ce sont le Groupe de Mount Nansen et les volcanites de South Fork (Assemblage de South Fork) du Crétacé moyen, et respectivement situés dans l'ouest du Yukon et dans le bassin de Selwyn (fig. 9-3), les groupes de Carmacks et de Hutshi (Assemblage de Carmacks) du Crétacé supérieur, situés dans l'ouest du Yukon et les groupes de Sloko et de Skukum de l'Éocène (Assemblage de Kamloops), observés dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique et le sud-ouest du Yukon (fig. 9-4). Bien qu'ils se trouvent principalement dans le nord du Domaine d'Omineca, certains forment des assemblages de recouvrement entre l'extrême nord du Domaine intermontagneux et le Domaine côtier. Les assemblages sont spatialement associés aux roches plutoniques chronologiquement équivalentes (voir chapitres 14 et 15).

Les affleurements des volcanites de South Fork du Crétacé moyen (superficie totale 2 610 km^2) se répartissent selon une zone d'orientation nord-ouest et de 210 km de long, au nord-est du sillon de Tintina et au nord, à l'est et à l'ouest de la rivière Ross dans le sud-est du Yukon (fig. 9-3). Ils se composent principalement de tufs à cristaux soudés et sont préservés dans cinq caldeiras distinctes, dont la plus grande a environ 30 km de diamètre. Les tufs de retombées ou les coulées de cendres qui ont peut-être autrefois couvert la région ont été enlevés par l'érosion survenue du Crétacé à l'Holocène. Dans le nord du Domaine d'Omineca, la succession de South Fork est la seule suite de roches volcaniques qui, d'après les connaissances actuelles, soit contemporaine des vastes plutons caractéristiques de ce Domaine, datés du Crétacé moyen, et qui soit également apparentée à ces plutons.

Les volcanites de South Fork se composent typiquement de cristaux fragmentés de plagioclase, de hornblende, de quartz et de biotite, ainsi que de rares fragments lithiques contenus dans une matrice très fine de cristaux felsiques. Elles se composent principalement de dacite subalcaline, riche en potassium et calco-alcaline, mais peuvent aussi avoir une composition mafique et basaltique (Roddick et Green, 1961a, b; Wood et Armstrong, 1982; Pigage et Anderson, 1985; S.P. Gordey et R.G. Anderson, communication personnelle, 1987). Typiquement, ces roches volcaniques sont dépourvues de structure, mais en quelques endroits où une stratification est discernable, elles présentent un léger pendage et ne sont pas déformées. Leur épaisseur minimale est estimée à 1 500 m au plus. Les datations K/Ar effectuées sur la hornblende et la biotite indiquent un âge compris entre 86 et 109 Ma (Wood et Armstrong, 1982; S.P. Gordey, communication personnelle, 1987), valeurs qui se rapprochent de celles obtenues pour des roches plutoniques comagmatiques, géochimiquement similaires, appartenant à la suite plutonique d'Anvil (Pigage et Anderson, 1985).

Le Groupe de Mount Nansen se compose de roches volcaniques aphanitiques relativement uniformes, généralement dépourvues de structure, de couleur gris verdâtre moyen à sombre, qui localement ont la texture de tufs et de brèches tufacées (Tempelman-Kluit, 1974). Parfois, les roches recouvrent des dykes de porphyre feldspathique sans doute du même âge ou sont traversées par ces dykes. Le groupe repose sur une surface discordante de faible pendage; les roches qui le composent semblent avoir été émises par plusieurs centres volcaniques isolés, avant l'établissement du réseau hydrographique actuel.

Le Groupe de Carmacks se compose d'une nappe de roches volcaniques de composition relativement uniforme, de 600 à 900 m d'épaisseur, dont l'épaisseur et la distribution ont été influencées par la topographie actuelle (Tempelman-Kluit, 1974). La séquence est formée de coulées bien définies d'andésite et de basalte de couleur brune en surface altérée. Quelques brèches tufacées ainsi que des culots et dykes intrusifs de diabase sont présents. Localement, les roches volcaniques reposent sur une séquence concordante de sédiments conglomératiques carbonés.

Le Groupe de Hutshi englobe des coulées et brèches de coulée basaltiques et rhyolitiques, horizontales ou faiblement inclinées, accompagnées de quantités variables d'agglomérat et de tuf, et de quantités mineures de roches sédimentaires clastiques (Wheeler, 1961). Il atteint localement plus de 1 000 m d'épaisseur, repose en discordance angulaire sur le Groupe de Laberge (Jurassique inférieur et moyen) et est recoupé par plusieurs plutons granitiques.

Les volcanites de Sloko et de Skukum sont typiquement des brèches, tufs et laves aux couleurs vives, de composition andésitique, dacitique, rhyolitique et basaltique, dans lesquelles dominent les roches pyroclastiques (Wheeler, 1961). Une étude détaillée de l'un des centres volcaniques, faite par Lambert (1974), a révélé l'existence d'un complexe elliptique de 570 km^2 constitué de deux caldeiras emboîtées, d'un dôme central, de réseaux de fractures concentriques et radiales, et d'un filon annulaire sub-elliptique. Les brèches granitiques de dislocation, issues des roches sous-jacentes, sont fréquentes. Dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, les roches volcaniques du Groupe de Sloko apparaissent dans plusieurs localités à proximité de la limite entre le Domaine côtier et le Domaine intermontagneux. Localement, elles contiennent des unités de brèche sédimentaire, de grès à granules et de conglomérat (Aitken, 1959; Souther, 1971, 1972). Exceptionnellement, des dépôts pyroclastiques peuvent être suivis en profondeur dans une felsite aphanitique homogène, qui à son tour passe verticalement vers le bas à un granite à cristaux fins puis moyens. Partout, le contact entre les roches volcaniques des groupes de Sloko et de Skukum et le substratum est discordant.

Le long de la faille de Tintina, apparaissent des affleurements de rhyolite et de basalte de l'Éocène (Jackson et al., 1986), ainsi que des affleurements mineurs de roches volcaniques dacitiques de l'Éocène, dans le sillon des Rocheuses du Nord entre les failles de Kechika et de Spinel. Un centre volcanique de l'Éocène, constitué de

coulées, tufs et brèches rhyolitiques, longe la faille de Kechika à environ 120 km au nord-ouest du sillon (fig. 9-4).

Dans le Domaine intermontagneux, un tuf très étendu de la partie supérieure du Groupe de Sustut témoigne d'un épisode de volcanisme survenu au Crétacé tardif (Campanien-Maastrichtien). Même si, en toute probabilité, une grande partie de ce matériau est le résultat du volcanisme survenu dans le Domaine intermontagneux, une certaine proportion est peut-être issue du Domaine d'Omineca. Par ailleurs, dans la Formation de Summit Creek (Maastrichtien-Paléocène), à proximité du front des monts Mackenzie, de nombreux tufs représentent probablement des retombées périodiques de colonnes de cendres très hautes émises par des centres volcaniques situés dans la région centrale du Yukon (Yorath et Cook, 1981; Rickets, 1985).

Dans le Domaine d'Omineca, les roches plutoniques du type S et du type I se répartissent en quatre suites distinctes (voir chapitre 15). Ce sont (1) les plutons granitiques du Jurassique moyen, répandus dans toute la Cordillère méridionale, mais non reconnus au nord de Prince George; (2) les granites du Crétacé moyen, qui sont les roches plutoniques les plus répandues et les plus volumineuses du Domaine d'Omineca; (3) les granites du Crétacé tardif, qui généralement se présentent sous la forme de petits corps intrusifs mis en place à faible profondeur; et (4) les plutons de l'Éocène, mis en place à faible profondeur, qui ont une composition calco-alcaline à alcaline. Les roches granitiques du Jurassique moyen sont typiquement syntectoniques à post-tectoniques, tandis que les plutons du Crétacé moyen et plus récents sont typiquement post-tectoniques comparativement aux structures formées par compression dans le Domaine d'Omineca. Les roches plutoniques fortement alcalines de la Suite de Coryell et les roches volcaniques apparentées de la Formation de Marron, situées dans l'extrême sud du Domaine d'Omineca, ont été mises en place durant un épisode de distension survenu à l'Éocène. Les roches volcaniques de la Formation de Marron sont décrites avec le Groupe de Penticton, dans la section relative au Domaine intermontagneux.

Roches sédimentaires

Du Jurassique tardif au Paléogène, le Domaine d'Omineca a principalement été la région source des sédiments déposés dans des bassins du Domaine de l'avant-pays et du Domaine intermontagneux. La plupart des roches sédimentaires, principalement d'âge paléocène et éocène, se trouvent dans des bassins contrôlés par des failles, localement associés à des roches volcaniques; elles sont étudiées dans une section ultérieure.

Dans la région de Rossland, située dans la chaîne Monashee, la Formation de Sophie Mountain, qui atteint peut-être plus de 100 m d'épaisseur, se compose d'un conglomérat quartzitique et d'un peu d'argilite contenant des fossiles végétaux d'âge compris entre le Cénomanien et le Campanien. La formation repose apparemment en concordance sur d'autres unités, mais ne contient pas de clastes provenant des roches granitiques proches, sous-jacentes.

DOMAINE INTERMONTAGNEUX

H. Gabrielse, J.G. Souther, G.J. Woodsworth, H.W. Tipper et J.W.H. Monger

Au Jurassique moyen, la collision de la Stikinie et du terrane de Cache Creek ainsi que le soulèvement de l'arche de Skeena ont eu pour conséquence la formation du bassin de Bowser, qui a subsisté jusqu'au Crétacé précoce, et au moins dans sa partie nord, présentait de nombreux caractères d'un bassin d'avant-fosse (fig. 9-2). Seules les parties tout à fait proximales du prisme de roches clastiques de l'avant-fosse ont subi une déformation en réponse au transport tectonique vers le sud et vers l'ouest de roches principalement issues du terrane de Cache Creek. Le soulèvement du Domaine d'Omineca, survenu au Crétacé moyen et localement associé à des structures à vergence ouest, a créé la région source des sédiments de l'Hauterivien-Santonien du bassin de Sustut-Skeena. Dans la cuvette de Tyaughton-Methow, les sédiments du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sont aussi principalement issus de soulèvements à l'est. Ainsi, la polarité de la sédimentation et du transport tectonique le long du versant occidental du Domaine d'Omineca est inverse de celle observée dans la portion orientale du même domaine et dans le Domaine de l'avant-pays.

Le soulèvement et le transport tectonique vers l'est survenus au Crétacé moyen et au Crétacé tardif dans l'est du Domaine côtier ont permis le dépôt des sédiments issus de l'ouest dans la cuvette de Tyaughton-Methow et dans le bassin de Sustut respectivement. Ces mouvements tectoniques ont coïncidé avec le magmatisme du Crétacé moyen le long du flanc oriental du Domaine côtier et avec le magmatisme de la fin du Crétacé tardif dans le sud du Yukon et dans l'arche de Skeena. Le magmatisme du Paléogène précoce s'est manifesté sur de grandes étendues dans l'ensemble du Domaine intermontagneux.

De nombreuses régions allongées dont la subsurface était formée de roches clastiques du Paléogène ont été contrôlées par des failles ou bien ont été étroitement associées à des décrochements régionaux peut-être génétiquement reliés à ceux du Domaine d'Omineca et du Domaine côtier. Ces régions sont étudiées sous la rubrique «Bassins contrôlés par des failles» à la fin du présent chapitre. L'étude qui suit traite également des strates du Jurassique moyen présentes dans le bassin de Bowser, afin que cette entité tectonique importante soit examinée de façon complète.

Roches volcaniques et plutoniques

Les roches volcaniques non marines qui datent du Crétacé tardif-Paléogène ont une vaste répartition dans le centre ouest de la Colombie-Britannique où elles surmontent des strates du Jurassique-Crétacé et des roches plus anciennes. L'âge du volcanisme diffère selon les secteurs, ce qui semble indiquer qu'il ait été limité à plusieurs centres d'activité magmatique, pas nécessairement actifs tous en même temps.

L'unité la plus ancienne et la mieux étudiée est le Groupe de Kasalka (Assemblage de South Fork; fig. 9-3; MacIntyre, 1976; G.J. Woodsworth et P. van der Heyden, communication personnelle, 1986). Ces roches surmontent en discordance les sédiments marins de l'Albien moyen appartenant au Groupe de Skeena dans la région du lac

Whitesail (fig. 9-17; Woodsworth, 1979a, 1980). La base de l'unité est habituellement marquée par un conglomérat de 50 m d'épaisseur au maximum, contenant des clastes granitiques issus du Complexe plutonique côtier. Elle est recouverte par environ 1 000 m de pyroclastites felsiques calco-alcalines, d'andésite porphyrique, de coulées et dômes rhyolitiques, et de coulées de boues volcaniques. De petites intrusions hypovolcaniques (intrusions de Kasalka) sont spatialement associées aux roches volcaniques. Les datations K/Ar de roches du Groupe de Kasalka et des intrusions apparentées se situent entre 87 et 100 Ma (MacIntyre, 1976; R.L. Armstrong, communication personnelle, 1987), ce qui les placent entre la toute fin du Crétacé précoce (Albien moyen ou âge plus récent) et le début du Crétacé tardif.

La Formation de Brian Boru et les volcanites de Tip Top Hill (Assemblage de Carmacks) sont nettement plus récentes que le Groupe de Kasalka. Les meilleurs affleurements de la Formation de Brian Boru (Sutherland Brown, 1960) se trouvent près de Hazelton, où cette formation peut atteindre 1 800 m d'épaisseur et surmonte en discordance le Groupe de Skeena (fig. 9-3). Sa composition varie du basalte à la rhyolite; un porphyre à hornblende de couleur rose à crème et les termes dacitiques et rhyolitiques sont les plus abondants. Les âges radiométriques K/Ar de 70 et 72 Ma obtenus sur ces roches volcaniques sont nettement plus récents que ceux déterminés pour des roches du Groupe de Kasalka; ils indiquent que les premières datent du Crétacé terminal. Les volcanites de Tip Top Hill ont le même âge et la même composition que les lithologies de la Formation de Brian Boru (Church, 1973).

Des roches plutoniques approximativement contemporaines des successions de Brian Boru et de Tip Top Hill abondent dans le centre ouest de la Colombie-Britannique (voir chapitre 15). D'après les datations radiométriques K/Ar, ces plutons, les intrusions de Bulkley, ont un âge compris entre 70 et 84 Ma. Selon MacIntyre (1976), ces plutons seraient les équivalents profonds des édifices volcaniques. Cet auteur considère le Groupe de Kasalka, du Crétacé moyen, comme un complexe de subsidence en chaudron limité par des failles. Selon une autre hypothèse, qui ne contredit pas la première, les suites volcaniques et les plutons apparentés seraient les équivalents de haut niveau des profonds plutons du Crétacé tardif situés dans le Domaine côtier. D'après cette hypothèse, le plutonisme et le volcanisme survenus au Crétacé tardif dans le Domaine côtier et dans l'ouest du Domaine intermontagneux représenteraient un orogène associé à des failles de coulissage, où les complexes de caldeira se seraient formés, à l'est, à l'intérieur des bassins de transtension locaux, et un soulèvement ultérieur aurait exposé, à l'ouest, des niveaux plus profonds de la croûte.

Le Groupe de Spences Bridge du Crétacé moyen (Assemblage de South Fork), situé dans le centre sud de la Colombie-Britannique, englobe environ 2 400 m de laves calco-alcalines et roches clastiques (Thorkelson, 1985) en proportions égales. Ce groupe est surmonté en concordance par une couche composée d'environ 600 m d'andésite altérée et de sédiments peu abondants, autrefois désignée du nom de «Groupe de Kingsvale». Les éléments du Groupe de Spences Bridge ont probablement constitué un stratovolcan au-dessus des roches plutoniques et des roches volcaniques métamorphisées du Groupe de Nicola du Trias (fig. 9-3).

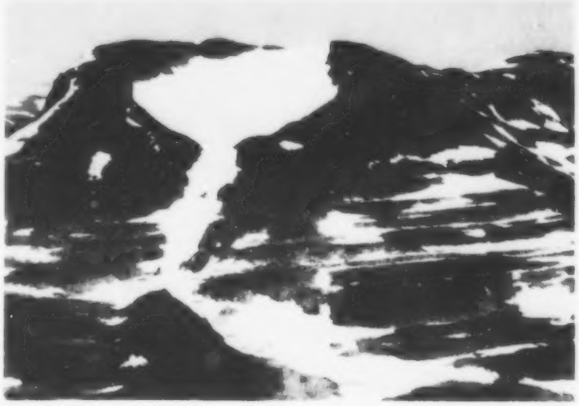


Figure 9-17. Grès marin bien stratifié du Groupe de Skeena (Albien moyen) surmonté par des volcanites massives de milieu non marin du Groupe de Kasalka (tiers supérieur de la montagne) près du lac Tahtsa. Les données sur les paléocourants provenant du Groupe de Skeena indiquent une source située au nord-est alors que les données issues de la base du Groupe de Kasalka à cette même localité révèle une source à l'ouest. (Photo : G.J. Woodsworth). GSC 205235-S

Les roches volcaniques du Tertiaire inférieur appartenant à l'Assemblage de Kamloops abondent localement dans le centre ouest de la Colombie-Britannique (fig. 9-4; Church, 1971, 1973). Généralement, elles apparaissent plus à l'est que les suites volcaniques du Crétacé supérieur. Très souvent, elles se composent d'une unité inférieure relativement felsique recouverte par un empilement basaltique-andésitique. L'unité inférieure, généralement appelée Groupe d'Ootsa Lake, se compose principalement de coulées, tufs et brèches dacitiques à rhyolitiques, de caractère calco-alcalin, accompagnés de petites interstrates de sédiments. Les intrusions hypovolcaniques de Nanika sont spatialement associées aux roches volcaniques du Groupe d'Ootsa Lake. Les roches volcaniques et intrusives du Groupe de Goosly Lake ont une composition alcaline. Le Groupe d'Ootsa Lake passe progressivement vers le haut au Groupe d'Endako, unité principalement constituée d'andésite et de basalte à olivine, et d'intrusions hypabyssales apparentées. D'après quelques datations radiométriques K/Ar, les groupes d'Ootsa Lake et d'Endako seraient surtout d'âge éocène, mais pourraient dater au maximum du Crétacé tardif et au minimum de l'Oligocène (fig. 9-4).

Selon MacIntyre (1976), l'activité magmatique qui s'est manifestée au Tertiaire précoce dans la région du lac Whitesail a été causée par la réactivation d'un ancien complexe de subsidence en chaudron. Par ailleurs, les roches volcaniques sont les manifestations, à un niveau élevé de la croûte, des mouvements tectoniques, du plutonisme et de la distension limitée, survenus à l'ouest dans le Domaine côtier. Godwin (1975) a proposé l'hypothèse selon laquelle aurait eu lieu une subduction imbriquée le long et à proximité de l'arche de Skeena, pour expliquer l'évolution plutonique et métallogénique de cette entité entre le Crétacé tardif et le Tertiaire précoce.

Le Groupe de Kamloops (Assemblage de Kamloops) est une succession, s'étendant à l'Éocène inférieur et moyen, de roches volcaniques calco-alcalines, fortement alcalines, et de roches sédimentaires, occupant de vastes étendues dans tout le centre sud de la Colombie-Britannique (fig. 9-4; Ewing, 1981a, b). Dans la région type située à l'ouest de Kamloops, la Formation de Tranquille, qui occupe une position basale, se compose de 500 m de sédiments lacustres et deltaïques, de coulées de laves en coussins et de hyaloclastites. Ailleurs, existent des unités basales non volcaniques, de type fluviatile et lacustre, et houillères, comme la Formation de Coldwater à Merritt, la Formation de Chu Chua à Barriere et la Formation de Shorts Creek à l'ouest de Vernon. Sur ces formations reposent des unités surtout volcaniques. Dans la région type, la Formation de Dewdrop Flats comprend plus de 1 000 m de couches interstratifiées composées de coulées d'andésite basaltique, de nappes et cônes formés par des brèches de coulée andésitiques, d'accumulations annulaires de tuf basaltique (maars) et d'un cône composite andésitique. Par endroits, existent de nombreuses coulées subhorizontales d'andésite basaltique d'environ 600 m d'épaisseur, accompagnées localement de brèches de coulée. Les données géochimiques semblent confirmer que les roches volcaniques proviennent d'un arc continental associé à une zone de subduction (Ewing, 1981b). Ewing (1981a) considère que la sédimentation basale a eu lieu dans des bassins séparés, limités par des failles, apparus immédiatement avant le début du volcanisme. Les roches volcaniques ont rempli les bassins et formé une vaste couverture volcanique qui a été fracturée par un réseau régional de failles.

Dans la région d'Okanagan, et dans les domaines intermontagneux et d'Omineca, le Groupe de Penticton (Assemblage de Kamloops) comprend des roches volcaniques et sédimentaires d'âge éocène (fig. 9-4; Church, 1982; Church et al., 1983). Ce groupe se compose de cinq formations dont l'épaisseur combinée atteint 2 500 à 3 500 m dans la région type située près de Penticton (fig. 9-18). À sa base se trouvent le conglomérat polygénique et la brèche de la Formation de Springbrook, ainsi que les couches du même âge appartenant à la Formation de Kettle River qui se composent de conglomérat à blocs granitiques, de brèche rhyolitique et de roches sédimentaires tufacées. La Formation de Marron sus-jacente qui comprend d'épaisses coulées andésitiques, trachytiques et phonolitiques fait place vers le haut aux dômes dacitiques de la Formation de Marama. La Formation de White Lake sus-jacente est constituée de brèches volcaniques et de roches sédimentaires fluviatiles et lacustres qui sont recouvertes par les fanglomérats de la Formation de Skaha. Les datations K/Ar d'échantillons de roches du Groupe de Penticton ont indiqué des âges de 48,4 Ma (analyse de la roche totale) et de 53,1 Ma (analyse de la biotite). Au nord et à l'ouest de Penticton, les formations sont interdigitées avec des unités du Groupe de Kamloops ou sont remplacées par ces dernières. Dans la région de Vernon, des appellations telles que Formation de Naswhito Creek, rhyolite de Bouleau, Formation d'Attenborough Creek et Formation de Shorts Creek sont attribuées à des unités volcaniques et sédimentaires de l'Éocène qui ne sont que partiellement corrélables avec le Groupe de Penticton (Church et al., 1983). Les porphyres potassiques du Groupe de Penticton présentent une similarité chimique avec les syénites de la Suite de Coryell avoisinantes, et sont sans doute

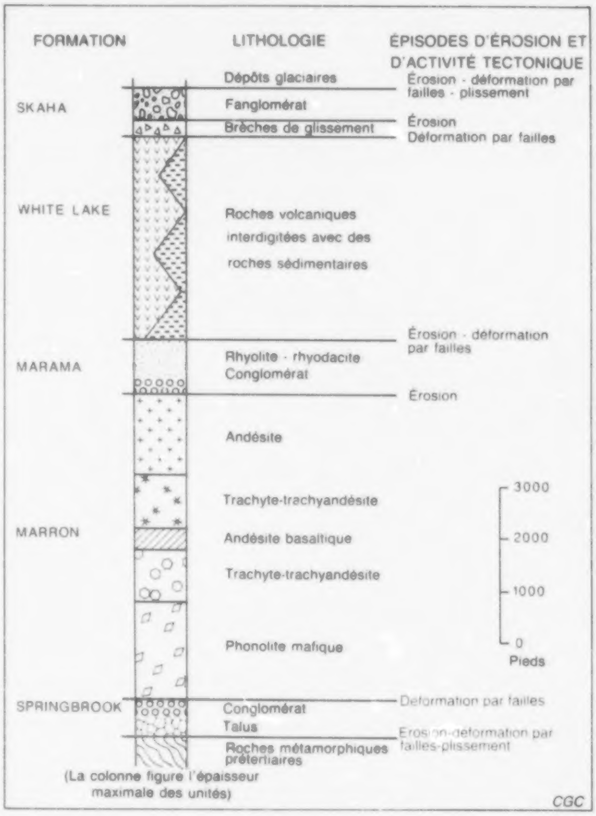


Figure 9-18. Coupe généralisée sous forme de colonne du Groupe de Penticton (d'après Church, 1982).

comagmatiques de celles-ci, qui constituent une suite de plutons épizonaux dans le sud-ouest du Domaine d'Omineca (voir chapitre 15).

Le volcanisme calco-alcalin de grande envergure qui s'est manifesté au Paléogène dans la région d'Okanagan est attribué à l'étirement ductile de la croûte, suite au déplacement dextre survenu dans la zone de failles des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord et dans la zone de failles du Fraser (Price et al., 1981).

Roches sédimentaires

Bassin de Bowser

Les roches sédimentaires clastiques du Groupe de Bowser Lake, qui s'étend du Jurassique moyen au Crétacé inférieur (?) (Assemblage de Bowser Lake) et qui atteint localement 3 500 m d'épaisseur, sont situées dans le bassin de Bowser dans le centre nord de la Colombie-Britannique (fig. 9-6). Le bassin couvre une superficie d'environ 4 900 km^2; il est limité par le Domaine d'Omineca à l'est, le Domaine côtier à l'ouest, l'arche de Stikine au nord et l'arche de Skeena au sud. Mis à part les dépôts non marins locaux, de caractère proximal, les sédiments de la partie inférieure de la succession sont d'origine marine et se situent entre le Bathonien tardif et l'Oxfordien précoce au nord, entre le

Bajocien tardif et l'Oxfordien précoce au sud, entre le Bathonien précoce et l'Oxfordien précoce à l'est. La partie supérieure, la plus épaisse du groupe, englobe des sédiments non marins du Jurassique supérieur et peut-être du Crétacé inférieur, et renferme localement de l'anthracite dans le champ houiller de Groundhog (Eisbacher, 1974, 1981; Jeletzky, 1976; Richards et Jeletzky, 1975; Tipper et Richards, 1976; Bustin et Moffat, 1983).

La séquence sédimentaire présente de nombreux traits caractéristiques d'un assemblage d'avant-fosse, indiqué par la progradation d'une séquence à molasse non marine grossière sur un flysch fin de bassin (fig. 9-19). Les unités stratigraphiques témoignent d'un soulèvement des régions périphériques au nord, à l'est et au sud-est, débutant au Jurassique moyen et culminant au Jurassique tardif, mais se continuant peut-être jusqu'au Crétacé précoce (fig. 9-2, 9-20).

Lorsqu'elle est discernable, la base du Groupe de Bowser Lake est marquée par une discordance, qui en certains endroits est une discordance angulaire. Ce groupe est surmonté par les strates non marines de l'Albien moyen, appartenant au Groupe de Sustut, sur les marges septentrionale et orientale du bassin et par des strates marines et non marines du Hauterivien contenant des intercalations mineures de roches volcaniques, attribuées au Groupe de Skeena, sur la marge méridionale du bassin.

La Formation d'Ashman constitue l'unité basale du Groupe de Bowser Lake. Contrairement aux strates plus récentes, la Formation d'Ashman peut être suivie vers le sud dans le bassin de Nechako, au sud de l'arche de Skeena (fig. 9-6). La Formation d'Ashman se compose de shale gris à noir contenant des quantités variables de grès feldspathique à quartzeux, de grauwacke, de conglomérat à cailloux de chert et de conglomérat à grauwacke (Tippper et Richards, 1976). Dans le champ houiller de Groundhog, dans la partie nord-ouest du bassin, les roches partiellement corrélatives ont été informellement nommées «unité de Jackson» (fig. 9-21; Bustin et Moffat, 1983). Dans de nombreuses portions du bassin, en particulier au nord, le shale noir et le siltstone contiennent des couches éparses, mais bien visibles, de grès fin de couleur rouille, de teinte chamois à orange chamois en surface altérée, localement calcareux, dont l'épaisseur est comprise entre moins de 1 cm et plus de 1 m. Les unités gréseuses sont souvent granoclassées. Les faciès littoraux de la Formation d'Ashman contiennent de grandes quantités de grès et des quantités variables de conglomérat. Au nord de la rivière Stikine, un conglomérat surmontant le siltstone et le grès du Bajocien inférieur passe progressivement vers l'est à une séquence de conglomérat non marin, de grès, de siltstone et de shale contenant des intercalations de roches volcaniques andésitiques de couleur marron et violette. Il existe dans un grès à stratification oblique, près de la marge sud-ouest du bassin, d'abondants produits ligneux et des pélécypodes à coquille grossière. Le grès et le conglomérat à cailloux associé passent progressivement vers le bassin à un shale noir à gris sombre et à un grès fin gris à gris verdâtre.

Au sud de l'arche de Skeena, la Formation d'Ashman se compose de siltstone pyriteux en général finement stratifié, de grauwacke, de shale, de grès, et d'un peu de conglomérat et de tuf. Les clastes sont surtout constitués de feldspath et de fragments de roches volcaniques. Les structures sédimentaires sont peu nombreuses, possiblement à cause de la bioturbation; les concrétions calcareuses sont fréquentes. Parmi les fossiles, figurent les bélemnites, les pélécypodes et les ammonites. La For-

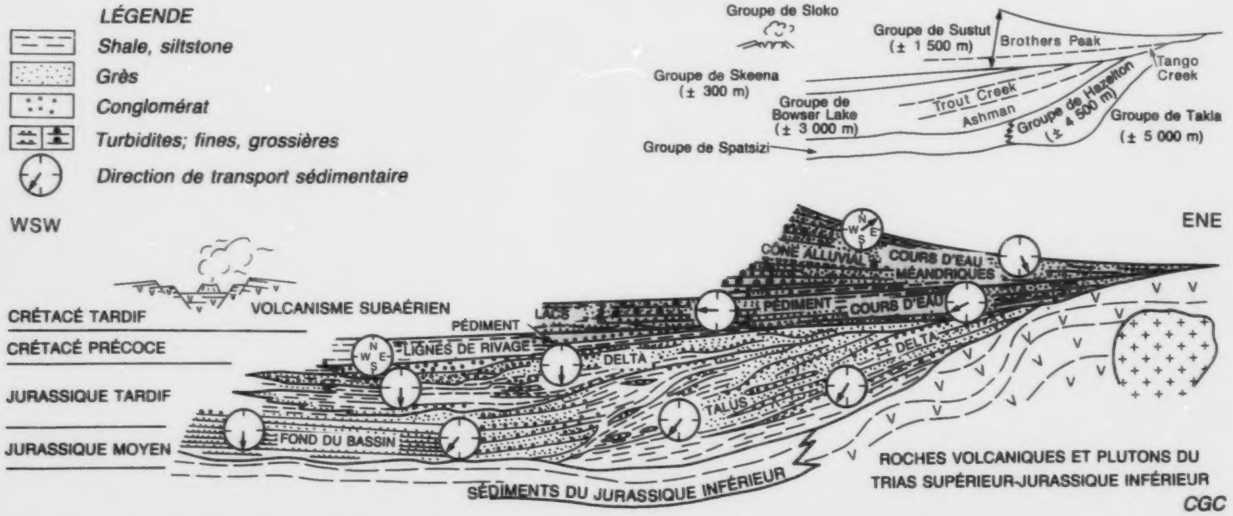


Figure 9-19. Modèle du bassin de Bowser (distance horizontale approximative de 250 km). Les principales unités lithostratigraphiques sont identifiées dans le carton. Les directions des paléocourants sont également indiquées (d'après Eisbacher, 1981). En gris sont figurées les strates marines et en rose, les strates non marines.

mation d'Ashman a entre 300 et 760 m d'épaisseur dans le sud du bassin de Bowser et jusqu'à 1 800 m d'épaisseur dans le champ houiller de Groundhog. Son âge s'échelonne du Bajocien tardif à l'Oxfordien précoce. La Formation d'Ashman et au moins une partie de l'unité de Jackson sont considérées comme représentant des dépôts de cône sous-marin dans les séquences inférieure et distale, et divers milieux deltaïques et paraliques dans les successions supérieure et proximale (fig. 9-19).

Trois unités distinctes de conglomérat contenant des cailloux ou des galets longent la marge de la partie nord du bassin de Bowser (Currie, 1984). La plus basse, dans la Formation d'Ashman, forme une grande nappe sédimentaire comprenant des lentilles interdigitées de conglomérat de moins de 1 m à 4 m d'épaisseur, accompagnées de shale et de grès qui constituent une séquence inverse continue de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Le conglomérat moyen, immédiatement au-dessus de la Formation d'Ashman, se compose de lentilles distinctes de conglomérat de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur et de plusieurs centaines de mètres de large, séparées les unes des autres par des séquences de shale noir (planche 22). Parfois, il existe du grès à la base des lentilles et quelques fines couches de grès ou de shale à l'intérieur du conglomérat. Le conglomérat supérieur, qui forme l'unité sommitale du groupe, est massif, de couleur rouille en surface altérée, et se compose de séquences positives. Il peut atteindre 200 m d'épaisseur et il est beaucoup plus étendu que les conglomérats inférieurs. Les clastes du conglomérat supérieur ont de 1 à 20 cm de diamètre. Dans cette région, tous les conglomérats contiennent une quantité abondante de clastes de radiolarite verte, grise ou marron, issue des roches du terrane de Cache Creek au nord (fig. 9-22), ainsi que des clastes de roches volcaniques felsiques et du quartz polycristallin.

Dans la partie sud du bassin, un assemblage composé de grès, de conglomérat, de siltstone et d'un peu de charbon, et atteignant au maximum 300 m d'épaisseur dans son faciès proximal, surmonte en concordance la Formation d'Ashman. Cette séquence est nommée informellement «assemblage de Trout Creek» et date de l'Oxfordien tardif (Tipper et Richards, 1976). La partie inférieure, représentant des milieux marins, passe progressivement vers le haut à des unités non marines contenant des membres

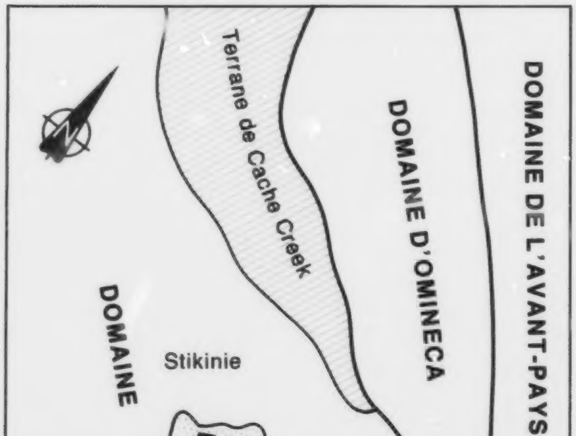


Figure 9-20. Directions générales des paléocourants et contexte structural du Groupe de Bowser Lake (modifié d'Eisbacher, 1981).

		Eisbacher, 1974		*Tipper et Richards, 1976*	*Bustin et Moffat, 1983*
		BASSIN DE BOWSER (PARTIE NORD)		**BASSIN DE BOWSER (PARTIE SUD)**	**Champ houiller de Groundhog**
CRÉTACÉ	Supérieur	Assemblage de Sustut-Sifton		Groupe de Sustut	
CRÉTACÉ	Inférieur	Assemblage de Bowser	Faciès de Jenkins Creek	Groupe de Skeena	Unité de Devils Claw
CRÉTACÉ	Inférieur	Assemblage de Bowser	Faciès de Gunanoot-Groundhog		Unité de McEvoy
JURASSIQUE	Supérieur	Assemblage de Bowser	Faciès de Duti River-Slamgeesh	Groupe de Bowser Lake	Currier / Prudential; Unité de Jackson
JURASSIQUE	Moyen	Assemblage de Takla-Hazelton		Groupe de Hazelton	
JURASSIQUE	Inférieur	Assemblage de Takla-Hazelton			
TRIAS	Supérieur	Assemblage de Takla-Hazelton		Groupe de Takla	
TRIAS	Moyen				

CGC

Figure 9-21. Stratigraphie et corrélations régionales dans le bassin de Bowser (d'après Bustin et Moffat, 1983).

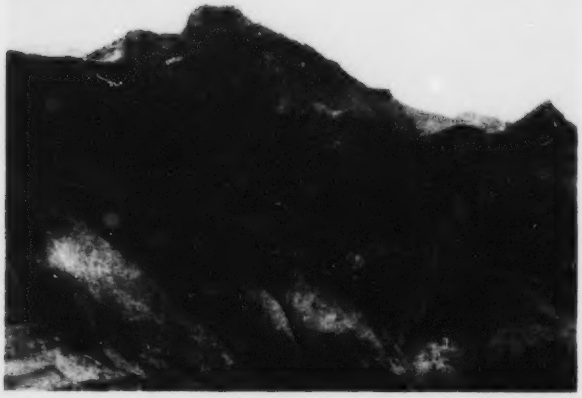


Figure 9-22. Shale et conglomérat interstratifiés de la Formation d'Ashman, dans le nord du bassin de Bowser en Colombie-Britannique. Les lentilles de conglomérat, résistantes et localement discontinues, contiennent des cailloux de chert provenant du terrane de Cache Creek. (Photo : C.A. Evenchick). GSC 205235-V

conglomératiques à galets et cailloux, pouvant atteindre 50 m d'épaisseur. Les clastes de roches volcaniques, plutoniques et sédimentaires indiquent que la séquence est issue de l'arche de Skeena située au sud.

L'assemblage de Trout Creek est localement surmonté par des roches volcaniques subaériennes, de composition basaltique et andésitique, informellement nommées «volcanites de Netalzul», et il est en partie interstratifié avec celles-ci. Par endroits, ces roches se présentent sous forme de lahars qui constituent des unités de 50 à 100 m d'épaisseur. Quelques coulées de boue contiennent des troncs d'arbres carbonisés, dont quelques-uns sont encore en position de vie.

Dans le sud du bassin, les strates les plus jeunes du Groupe de Bowser Lake sont des dépôts alluviaux qui correspondent à un faciès littoral et de mer peu profonde. Des séquences monotones de siltstone, mudstone, grès et shale sont interrompues par des dépôts mineurs de conglomérat et de marnes. Les clastes de conglomérat sont principalement constitués de feldspath et de fragments volcaniques accompagnés de quantités moindres de quartz, de shale et de siltstone. Les restes mal conservés de végétaux fossiles sont fréquents, mais les ammonites et bivalves sont rares; des coquinas littorales sont localement bien visibles. L'épaisseur des strates est difficile à estimer à cause de la présence de failles et de l'absence de couches repères distinctives, mais elle est probablement inférieure à 100 m. L'âge de ces roches s'échelonne de l'Oxfordien tardif au Kimméridgien précoce et elles pourraient même être plus récentes.

Dans la région de Groundhog, la Formation d'Ashman est surmontée par une séquence qui se compose de quatre unités informelles (Bustin et Moffat, 1983; fig. 9-21). La plus basse est «l'unité de Currier» de 400 à 600 m d'épaisseur, composée de grès en couches minces à épaisses, accompagné d'un peu de shale, de siltstone et de charbon. Dans sa partie inférieure, elle contient une série de séquences négatives de 5 à 25 m d'épaisseur. Le grès contient des clastes de roches volcaniques, de chert et de feldspath. Dans sa partie médiane, elle se compose principalement de grès fin à moyen, de mudstone, de siltstone et de charbon qui localement constituent des unités à séquence positive. Il existe au moins huit couches de charbon de 0,5 m à 4 m d'épaisseur. Dans sa partie supérieure, l'unité de Currier se compose de siltstone et de shale, de couches fines à épaisses de grès, et de charbon formant des couches de 2,5 m d'épaisseur au maximum. En majeure partie, l'unité est d'origine fluviale, mais elle est sans doute en partie paralique et deltaïque.

L'«unité de Prudential» qui contient de 400 à 500 m de conglomérat, grès, siltstone et shale interstratifiés, de milieux alluvial et paralique, accompagnés de petites couches de charbon de 1,5 m d'épaisseur au maximum; elle se trouve dans la partie orientale de la région de Groundhog et semblerait être en partie corrélative de l'unité de Currier, mais de granulométrie plus grossière. Dans les conglomérats dominent les cailloux et galets de roches volcaniques et de chert.

L'«unité de McEvoy», dont l'épaisseur est comprise entre 400 et 800 m, surmonte l'«unité de Currier» et comprend d'épaisses séquences interstratifiées composées de siltstone, de shale, d'un peu de calcaire, de grès, de conglomérat et de filons de charbon de 0,5 m d'épaisseur au maximum. Les conglomérats comprennent des clastes composés de chert et de roches volcaniques, ainsi que de granodiorite généralement plus disséminée. L'«unité de McEvoy» contient dans sa partie inférieure des strates marines renfermant des bélemnites, et dans sa partie supérieure des sédiments non marins, en partie lacustres, y compris des calcaires.

Dans la région de Groundhog, la séquence sommitale est l'«unité de Devil's Claw» de 300 à 500 m d'épaisseur. Elle se compose surtout de conglomérat à cailloux et galets accompagné de très peu de grès. Les conglomérats homogènes présentent une stratification oblique à grande échelle et contiennent des clastes bien arrondis et bien triés de chert, de roches volcaniques, de quartz et plus rarement de granodiorite. La partie inférieure de l'unité comprend de minces séquences constituées de siltstone, de shale, et d'un peu de grès et de charbon. L'«unité de Devil's Claw» date au moins en partie de l'Albien (Moffat, 1985), donc peut être probablement corrélée avec la partie inférieure du Groupe de Sustut et avec la partie supérieure du Groupe de Skeena. Plusieurs caractéristiques des conglomérats suggèrent qu'ils se sont déposés dans des milieux de cône de déjection ou de plaine alluviale.

Remarque: De récentes études stratigraphiques et biostratigraphiques exécutées dans le centre nord du bassin de Bowser ont permis d'établir une nomenclature stratigraphique formelle, ainsi que d'améliorer les datations et les corrélations avec les groupes de Bowser Lake et de Skeena (Cookenboo et Bustin, 1989).

Après la période de sédimentation non marine s'échelonnant du Kimméridgien précoce au Crétacé précoce (?), survenue dans la portion sud du bassin de Bowser, une transgression marine s'est effectuée vers l'est et a progressé vers le sud à travers l'arche de Skeena à l'Albien, établissant peut-être en même temps un lien avec la cuvette de Tyaughton-Methow. L'unité basale du Groupe de Skeena (Assemblage de Skeena) est représentée par les sédiments de «Kitsuns Creek» qui atteignent parfois 2 000 m d'épais-

seur et comprennent un conglomérat néritique et paralique, un grès à cailloux, un shale et un peu de charbon, qui s'échelonnent de l'Hauterivien à l'Aptien. L'unité repose en discordance sur les roches du Groupe de Hazelton et, localement, repose en paraconformité sur le Groupe de Bowser Lake. Les volcanites de Rocky Ridge sus-jacentes englobent parfois plusieurs centaines de mètres de porphyres à augite et feldspath de composition basaltique et andésitique, qui se sont épanchés dans un milieu subaérien, du Barrémien à l'Albien précoce. Cette unité forme une série d'empilements volcaniques qui ont peut-être été produits par des orifices volcaniques distincts. À une certaine distance des orifices, les roches volcaniques sont représentées par un tuf et une brèche hématitiques, localement interstratifiés avec un conglomérat. L'unité la plus récente au-dessus de celle-ci est une séquence de shale marin et de conglomérat à cailloux de chert, d'épaisseur variable, qui a été datée de l'Albien moyen. Cette unité est présente à travers toute la Colombie-Britannique et se laisse reconnaître par la présence fréquente de l'ammonite *Cleoniceras*. L'unité sommitale du Groupe de Skeena est la Formation de Red Rose, d'environ 300 m d'épaisseur, qui se compose de conglomérat, de siltstone, de mudstone et de charbon d'âge albien et plus récent (?).

Bassin de Nechako

Au sud de l'arche de Skeena, dans le sud du bassin de Nechako, des strates contemporaines du Groupe de Skeena ont été traversées par deux puits d'exploration (fig. 9-6). Dans le puits Honolulu Nazko, les 1 612 m supérieurs comprennent des grès, shales et conglomérats marins et non marins (Koch, 1973). Ces strates reposent sur environ 910 m de shale, tuf, chert et de quantités moindres de grès non marin, qui forment des couches bariolées, de couleur rouge, verte, grise et brune, sus-jacentes à une séquence de chert permienne. Le puits Redstone de la Hudson's Bay Oil and Gas, situé à proximité, a traversé une coupe similaire de 637 m d'épaisseur (Koch, 1973). Ailleurs , des affleurements dispersés dans toute la région contiennent un conglomérat à cailloux de chert, un shale noir et un siltstone, qui ressemblent aux composantes du Groupe de Skeena.

Bassin de Sustut

Des roches clastiques non marines du Crétacé et du Tertiaire (?) situées dans le bassin de Sustut (fig. 9-6), d'épaisseur comprise entre 300 et 2 600 m, occupent une étroite zone entre les chaînes Skeena et Omineca et s'étendent entre la rivière Stikine au nord-ouest et le lac Takla au sud-est (Eisbacher, 1974, 1981). L'assemblage sédimentaire, appelé «Groupe de Sustut», a été divisé en deux formations reconnaissables dans tout le bassin et en plusieurs membres informels d'importance locale.

La Formation de Tango Creek (fig. 9-3), dont l'épaisseur se situe entre 500 m à l'est et environ 1 400 m à l'ouest, repose généralement en discordance sur des strates du Groupe de Bowser Lake dans les affleurements occidentaux et sur des terranes volcaniques, sédimentaires et granitiques plus anciens sur les marges septentrionale et orientale du bassin. Localement, un conglomérat polygénique basal de 100 m d'épaisseur au maximum surmonte un pédiment clairement défini et de grande étendue. Le long de la marge nord-est du bassin, les roches basales se composent localement d'un conglomérat grossier, faiblement trié, contenant des clastes anguleux à subanguleux de volcanites imprégnées d'hématite. Ailleurs, dans les boutonnières situées à l'est, elles renferment des clastes de marbre et de roches granitiques. Cependant, en majeure partie, la Formation de Tango Creek se compose de grès, mudstone et conglomérat à cailloux interstratifiés, renfermant localement de minces couches de lignite. Dans un secteur isolé de roches du bassin de Sustut, dans le Grand Canyon de la Stikine, les strates corrélatives de la Formation de Tango Creek ont moins de 250 m d'épaisseur et sont constituées de grès, shale et shale carboné interstratifiés, accompagnés de lentilles de conglomérat à cailloux de chert et de quartz (Read, 1983). Dans la partie inférieure de la Formation de Tango Creek (Assemblage de Skeena), le mica et le quartz détritiques abondent, alors qu'ils sont rares dans l'unité albienne de Devil's Claw, située dans le nord du bassin de Bowser (Moffat, 1985); ceci suggère en outre que les deux successions ont une source différente. D'après l'analyse d'abondants spores et pollens, la Formation de Tango Creek s'échelonne de l'Albien moyen au Campanien (de la fin du Crétacé précoce au milieu du Crétacé tardif).

Les sédiments de la partie inférieure de la Formation de Tango Creek ont sans doute été déposés par deux grands réseaux hydrographiques dans la partie nord du bassin (Eisbacher, 1974). Ces cours d'eau pénétraient dans le bassin à partir du Domaine d'Omineca au nord et à l'est, puis se rejoignaient et se dirigeaient vers le sud-ouest (fig. 9-23). Également, dans la partie sud du bassin, les principaux cours d'eau venaient du nord-est et s'écoulaient probablement vers le sud-ouest. En réponse au soulèvement tectonique qui se manifestait le long de la portion sud-ouest du bassin, ce réseau hydrographique initialement centripète a fait place à un réseau longitudinal pendant le dépôt de la partie supérieure de la Formation de Tango Creek (Assemblage de Virginian Ridge).

La partie basale de la Formation de Brothers Peak sus-jacente (Assemblage de Virginian Ridge; fig. 9-4) se compose d'un épais conglomérat grossier et étendu, qui repose parfois en concordance et parfois en discordance sur la Formation de Tango Creek et localement forme des dépôts transgressifs et discordants sur cette formation. De nombreux tufs de retombées sont interstratifiés avec les conglomérats. Dans le Grand Canyon de la Stikine, un conglomérat à cailloux de chert, de plus de 300 m d'épaisseur, forme un biseau d'aggradation sur la marge nord du bassin de Sustut et recouvre des roches volcaniques triasiques qui ont été entaillées par des vallées d'orientation sud. La partie supérieure de la Formation de Brothers Peak se compose de grès à cailloux interstratifié avec un tuf et un mudstone. La formation a une épaisseur globale de 300 à 1 500 m et remonte principalement au Campanien et au Maastrichtien (entre le milieu et la fin du Crétacé tardif). Le dépôt d'un épais conglomérat grossier à la base de la Formation de Brothers Peak témoigne d'un important épisode de soulèvement survenu le long du côté ouest du bassin de Sustut au Campanien, et probablement lié à la déformation de l'est du Domaine côtier et de l'ouest du bassin de Bowser.

Pendant le dépôt de la Formation de Brothers Peak, les principaux éléments clastiques introduits dans la partie nord du bassin venaient de l'ouest et ont surtout été

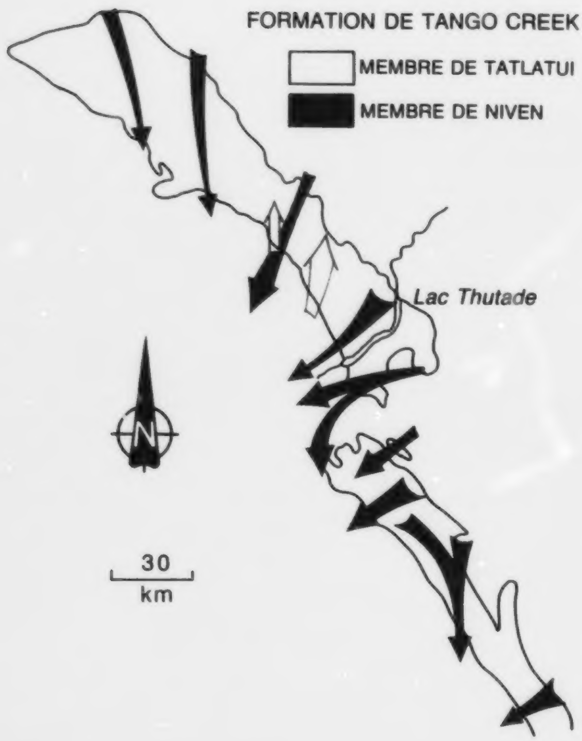


Figure 9-23. Directions des paléocourants dans la Formation de Tango Creek appartenant au Groupe de Sustut dans le bassin de Sustut (d'après Eisbacher, 1974). La position du bassin est indiquée à la figure 9-6.

transportés vers le sud-est (fig. 9-24). Le réseau hydrographique correspondant rejoignait plus au sud le réseau provenant de l'est, et les cours d'eau ainsi réunis se dirigeaient ensuite vers le sud. La Formation de Brothers Peak témoigne du soulèvement des sédiments du bassin de Bowser, lesquels ont ensuite constitué la source du conglomérat massif formant un complexe de cônes alluviaux progradants sur des plaines d'inondation marécageuses (Eisbacher, 1981). La phase finale de sédimentation a résulté de l'arrivée dans le bassin, à partir du nord-ouest, de cours d'eau de fort gradient, qui ensuite viraient vers le sud et le sud-ouest dans une direction parallèle au grand axe de ce bassin.

Bassins de Tuya et de Nahlin

Des roches clastiques de l'Éocène, grossières, non marines, mal triées et provisoirement attribuées à l'Assemblage de Sifton affleurent le long du cours inférieur des rivières Tuya et Tanzilla et le long de la rivière Nahlin, à peu près dans la continuité des affleurements du Groupe de Sustut observés dans le Grand Canyon de la Stikine. Les strates qui bordent la rivière Tuya sont séparées des roches crétacées de la Formation de Sustut par une faille d'orientation nord-est; aucun lien paléogéographique direct n'est évident entre les deux régions. La séquence se compose d'un grès conglomératique à cailloux et galets de provenance locale, de shale et de shale carboné. Du lignite est souvent présent.

DOMAINE CÔTIER

G.J. Woodsworth et J.W.H. Monger

À environ 85 %, le Domaine côtier se compose de roches plutoniques; le caractère initial du reste de ce domaine a été obscurci par un métamorphisme et une déformation intenses. Néanmoins, il est possible de formuler quelques conclusions provisoires sur la nature des strates qui sont conservées dans le Domaine côtier. Comme indiqué dans le chapitre 8, le contexte stratigraphique des unités antérieures au Jurassique supérieur du Domaine côtier, dans la région de Prince Rupert-Terrace, est principalement représenté par des roches attribuées au terrane d'Alexander à l'ouest et à la Stikinie à l'est; au sud, ces roches sont principalement placées dans la Wrangellie et le terrane de Chilliwack. Ces deux régions se caractérisent par des assemblages stratigraphiques et plutoniques différents dans les unités postérieures au Jurassique supérieur.

Selon Woodsworth et Orchard (1985), dans le terrane d'Alexander près de Prince Rupert, les flyschs compris entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur peuvent être corrélés avec ceux de l'Assemblage de Gravina-Nutzotin du sud-est de l'Alaska (Berg et al., 1972). Les strates de l'Assemblage de Gravina-Nutzotin et les roches ultramafiques associées constituent possiblement un élément du Complexe gneissique central et des roches métamorphiques apparentées (principalement les roches métamorphiques de la Stikinie), à cette latitude (Douglas, 1983). Cette relation indique que la succession de Gravina-Nutzotin est un assemblage de recouvrement déposé à la fois sur le terrane d'Alexander et sur la Stikinie, qui tous deux ont peut-être été juxtaposés dès le Jurassique tardif. Une relation similaire caractérise le recouvrement partiel par la séquence de Gravina-Nutzotin du terrane d'Alexander et de la Wrangellie. Les strates du Groupe de Bowser Lake (Jurassique moyen à Crétacé inférieur ?) sont peut-être également une composante protolitique du Complexe gneissique central dans la région de Prince Rupert-Terrace (Hill et al., 1985).

Dans le sud du Domaine côtier, la plupart des pendentifs postérieurs au Jurassique moyen semblent appartenir au Groupe de Gambier et aux roches corrélatives, qui s'étendent au Jurassique supérieur (?) et au Crétacé inférieur (fig. 9-3) (Assemblage de Gambier). Le Groupe de Gambier forme une zone s'étendant des abords de Vancouver vers le nord jusqu'au Domaine intermontagneux, dans les régions du mont Waddington, de Bella Coola et du lac Whitesail. Ce groupe se compose d'une unité volcanique inférieure, principalement d'âge hauterivien et barrémien, et peut-être aussi de quelques strates plus anciennes, ainsi que d'une unité sédimentaire supérieure de l'Albien moyen. L'unité inférieure se compose principalement de roches volcanoclastiques, de composition basaltique à rhyolitique, marines et non marines, et des sédiments de type flysch associés. La plupart des membres volcaniques ont probablement une composition dacitique à andésitique, de caractère calco-alcalin. Un conglomérat du sommet du Jurassique (Kimméridgien-Tithonique) contenant des blocs de 1,5 m de granodiorite à hornblende apparaît dans un bloc faillé, à l'intérieur de la cuvette de Tyaughyon-Methow entre les failles de Tchaikazan et de Yalakom (Tipper,

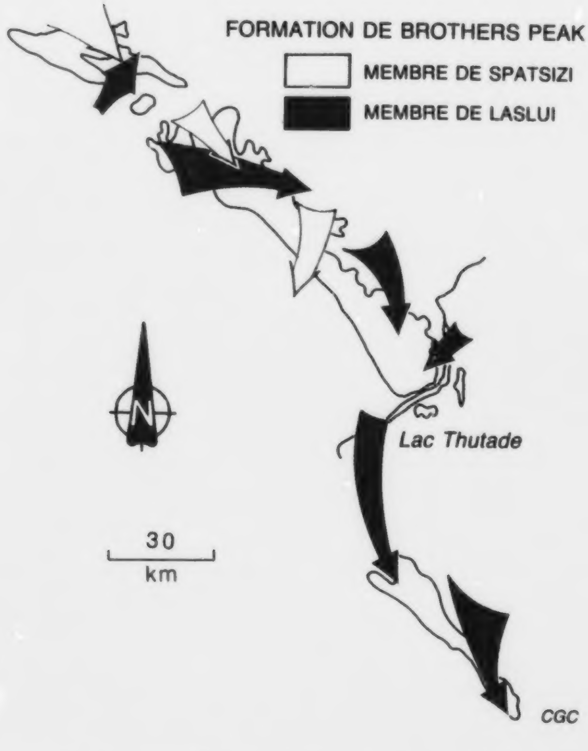


Figure 9-24. Directions des paléocourants dans la Formation de Brothers Peak appartenant au Groupe de Sustut dans le bassin de Sustut (d'après Eisbacher, 1974). La position du bassin est indiquée à la figure 9-6.

1969). Ce conglomérat est peut-être un prolongement oriental du Groupe de Gambier. Ailleurs, près du lac Harrison, un conglomérat à clastes granitiques situé à la base ou près de la base du Groupe de Fire Lake et de la Formation de Peninsula est surmonté par des strates contenant des fossiles du Néocomien (Berriasien-Valanginien).

Le Groupe de Fire Lake (Roddick, 1965) est à peu près du même âge que la partie inférieure du Groupe de Gambier, mais contient une proportion plus élevée de roches sédimentaires. Le conglomérat basal de la Formation de Peninsula (Arthur, 1986) recouvre en discordance les roches volcanoclastiques du Jurassique supérieur (Oxfordien) appartenant à la Formation de Billhook Creek, qui est l'unité sommitale de l'Assemblage de Harrison Lake situé dans le terrane de Harrison. Au conglomérat succèdent 3 000 m de grès feldspathique, à leur tour surmontés par les roches volcanoclastiques, les roches pyroclastiques et les coulées intermédiaires qui constituent la Formation de Brokenback Hill, s'échelonnant du Valanginien au Hauterivien. Par conséquent, la partie basale du Groupe de Gambier et les unités apparentées datent du Crétacé précoce et peut-être même du Jurassique terminal. Ces couches abritent d'importants gisements de métaux de base, dont le plus important est le gisement de sulfures massifs de Britannia.

L'unité supérieure du Groupe de Gambier se compose principalement de grauwacke et de siltstone accompagnés d'un peu de tuf rhyolitique qui surmonte en paraconformité l'unité inférieure. Des strates approximativement corrélatives contiennent une épaisse séquence de grauwacke, d'argilite, de conglomérat et de roches volcaniques, attribuée aux formations de Helm, d'Empetrum et de Cheakamus dans la région du mont Garibaldi (Mathews, 1958). La faune de l'Albien moyen trouvée dans l'unité supérieure du Groupe de Gambier est identique à celle observée dans les groupes de Skeena et de Taylor Creek, situés dans le centre nord de la Colombie-Britannique et dans la cuvette de Tyaughton-Methow respectivement; ces similarités à la fois chronologiques et lithologiques suggèrent un même épisode de sédimentation.

L'unité inférieure du Groupe de Gambier représente peut-être des matériaux provenant d'un arc insulaire et déposés le long du versant sud-ouest de la cuvette de Tyaughton-Methow (fig. 9-6) et peut-être aussi sur l'Assemblage de Hazelton, qui fait partie de la Stikinie, dans les régions de Bella Coola et de Whitesail. Ainsi, les strates du Groupe de Gambier et les strates apparentées du Domaine côtier méridional pourraient représenter un assemblage de recouvrement, corrélatif de l'Assemblage de Gravina-Nutzotin, indiquant la réunion des superterrannes insulaire et intermontagneux, et cela certainement avant le Hauterivien et probablement au Jurassique terminal.

Cuvette de Tyaughton-Methow

La cuvette de Tyaughton-Methow, située dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, longe la marge sud-est du Domaine côtier (fig. 9-6); elle apparaît entre la Quesnellie, la Stikinie et le terrane de Cache Creek au nord-est et la Wrangellie, le terrane de Bridge River et le terrane de Cadwallader au sud-ouest (fig. 9-25). Le bassin est disséqué ou limité, ou les deux à la fois, par les failles du Fraser, de Straight Creek, de Yalakom, de Pasayten, de Hozameen et de Ross Lake (fig. 9-25). À l'intérieur du bassin, la succession comprend les groupes de Dewdney Creek (Assemblage de Ladner), de Relay Mountain (Assemblage de Relay Mountain), de Taylor Creek, de Jackass Mountain et de Pasayten (Assemblage de Skeena) qui, comme l'assemblage présent dans le Domaine de l'avant-pays, révèlent la chronologie et les effets de la réunion des terranes dans la Cordillère méridionale (Kleinspehn, 1982, 1985).

Les plus anciennes roches clastiques de la cuvette de Tyaughton-Methow ont été attribuées au Groupe de Ladner (Assemblage de Ladner) datant du Jurassique précoce et moyen. Ce groupe apparaît dans la partie sud du bassin, où son épaisseur est comprise entre 1 800 et 3 600 m. Les lithologies observées sont les suivantes: conglomérats et grès volcaniques de composition andésitique et dacitique, conglomérat bréchique, brèche, shale et argilite, déposés apparemment en majeure partie par des courants de turbidité (Coates, 1974) sur le basalte océanique et les roches ultramafiques du Trias supérieur appartenant au Groupe de Spider Peak. Le Groupe de Ladner passe progressivement vers l'est et vers le haut à environ 500 à 1 000 m de couches du Jurassique inférieur et moyen (Toarcien supérieur à Bajocien moyen), composées de tufs volcaniques à cristaux et à fragments lithiques, d'un siltstone et d'un wacke tufacé, de minces couches

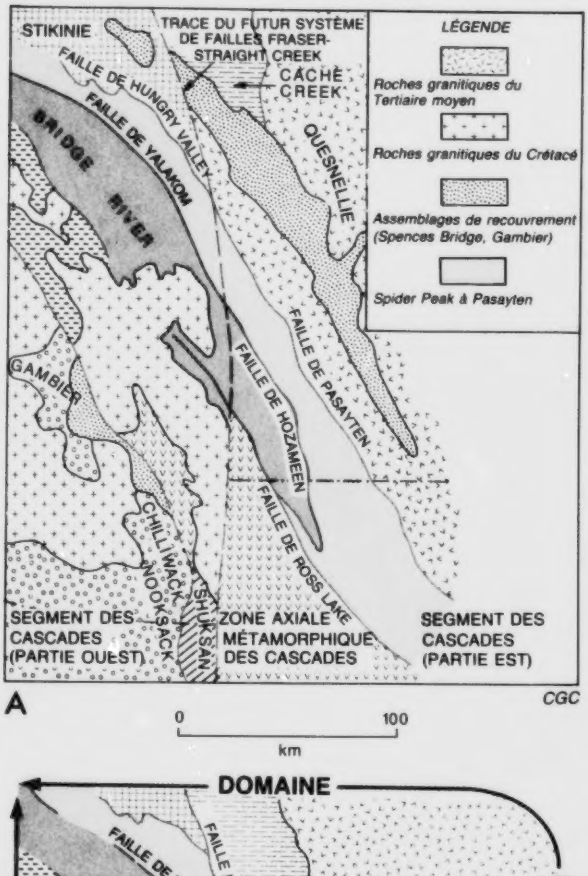


Figure 9-25. Contexte structural et reconstitution de la cuvette de Tyaughton-Methow, dans le sud-est du Domaine côtier (d'après Monger, 1985).

conglomératiques contenant de rares clastes granitiques, de brèches volcaniques et de coulées andésitiques appartenant au Groupe de Dewdney Creek. Cet emploi du terme de «Dewdney Creek» correspond plus strictement à la définition originale de Cairnes (1924), qu'à son utilisation plus courante pour décrire une séquence d'environ 300 m de grès, d'argilite gréseuse et d'un peu de conglomérat, qui s'échelonne de l'Oxfordien au Tithonique et qui, dans la partie sud (Methow) de la cuvette, recouvre en disconformité les groupes de Ladner et de Dewdney Creek. Dans le secteur nord (Tyaughton) de la cuvette, le Groupe de Relay Mountain qui s'échelonne du Callovien au Barrémien se compose au centre de la cuvette d'un shale et d'un siltstone qui latéralement passent à un grauwacke et à un conglomérat en bordure du bassin (Jeletzky et Tipper, 1968). Les groupes de Dewdney Creek et de Relay Mountain représentent peut-être un prisme de roches sédimentaires d'avant-arc à polarité ouest, composé de matériaux détritiques issus de sources volcaniques principalement situées à l'est. Il est également possible que le Groupe de Relay Mountain se soit accumulé sur le versant oriental d'une cuvette dont le versant occidental correspond à la succession volcanique de la partie inférieure du Groupe de Gambier (H.W. Tipper, communication personnelle, 1986).

Le Groupe de Jackass Mountain, qui se situe entre le Barrémien et l'Albien, surmonte tantôt en concordance tantôt en discordance les groupes de Dewdney Creek et de Relay Mountain et est interdigité avec le Groupe de Taylor Creek. Le Groupe de Jackass Mountain est sans doute en partie contemporain de l'andésite porphyrique, de la dacite, du basalte et de la rhyolite, s'échelonnant de l'Albien moyen à supérieur, qui appartiennent au Groupe de Spences Bridge et dont l'âge radiométrique K/Ar s'étend de 90 à 112 Ma. Le Groupe de Jackass Mountain est constitué de 5 000 m de conglomérat polygénique à blocs et à fragments jointifs, montrant généralement un granoclassement passant de normal à inverse, de wackes lithiques riches en matériaux volcaniques et de shale, apparaissant dans des séquences négatives relativement dépourvues de structure, interprétées comme des coulées de débris et des turbidites provenant de complexes de cônes sous-marins (Kleinspehn, 1985). Les clastes d'origine plutonique constituent de 43 à 67 % de la fraction principale des conglomérats et les éléments volcaniques, de 30 à 40 % . Les données relatives au transport des sédiments indiquent que les régions sources se trouvaient à l'est et au nord-est (fig. 9-3). Il est possible que le groupe corresponde à une phase tardive de sédimentation dans un avant-arc, à l'intérieur de la cuvette de Tyaughton-Methow où des débris volcaniques provenant de l'est et en partie issus du Groupe de Spences Bridge se sont mêlés à des quantités croissantes de clastes plutoniques, probablement issus du Complexe de Mount Lytton avoisinant (Coates, 1974).

Le Groupe de Taylor Creek de l'Aptien et de l'Albien dans le secteur de Tyaughton de la cuvette de Tyaughton-Methow, atteint parfois 700 m d'épaisseur et se compose de conglomérat à cailloux de chert, de grès, de shale et de siltstone. À l'est de la faille de Tchaikazan, les sédiments provenaient apparemment de l'est, tandis qu'à l'ouest de cette faille, ils provenaient possiblement de l'ouest, mais ce détail est encore controversé.

Approximativement 1 000 m de couches issues de l'ouest, s'échelonnant de l'Albien au Cénomanien et formant généralement des séquences positives constituées de

conglomérat à cailloux riche en chert, d'arénites lithiques riches en fragments volcaniques et de roches volcanoclastiques, surmontent tantôt en concordance tantôt en discordance le Groupe de Jackass Mountain dans le secteur de Tyaughton de la cuvette (Assemblage de Virginian Ridge). Ces roches sont probablement corrélatives des clastites provenant de l'est et appartenant aux formations de Virginian Ridge et de Winthrop dans le bassin de Methow, dans le nord de l'État de Washington (Trexler, 1985; Trexler et Bourgeois, 1985). La succession correspondrait à des cônes alluviaux ou à un réseau hydrographique peu sinueux formés près d'un terrain volcanique (Spences Bridge), qui aurait alimenté ce bassin en produits détritiques et qui aurait, par la suite, été responsable de l'extrusion des nappes de lave à proximité et également au-dessus de la tranche sédimentaire (Kleinspehn, 1985). Les données sur les paléocourants confirment l'existence d'une source occidentale de matériaux au Cénomanien, formée par le soulèvement du sud du Domaine côtier. Ce soulèvement a mis fin aux conditions de milieu marin à circulation libre qui régnaient à l'ouest.

Dans la partie sud de la cuvette de Tyaughton-Methow, le Groupe de Pasayten qui probablement remonte à l'Albien tardif et peut-être au début du Crétacé tardif recouvre le Groupe de Jackass Mountain en contact progressif, en contact discordant et en contact de faille (Coates, 1974). Les diverses composantes du groupe comprennent un grès non marin généralement immature, un siltstone moins abondant, un conglomérat secondaire et une large gamme de lithologies similaires dans un faciès grossier de couches rouges. Des sources à la fois orientale et occidentale sont indiquées.

La similarité des cailloux granitiques et gneissiques, trouvés dans le Groupe de Jackass Mountain, avec les roches du Complexe de Mount Lytton suggère qu'au moins dès l'Albien, le terrane de Methow était relié aux terranes à l'est. De plus, à l'ouest de la faille de Yalakom, la présence du conglomérat de la Formation de Jackass Mountain, interdigité avec les roches de la Formation de Taylor Creek appartenant au terrane de Cadwallader et provenant de l'ouest, suggère que les terranes situés à l'ouest et à l'est de la cuvette de Tyaughton-Methow étaient réunis avant l'Albien. Le soulèvement, survenu au Cénomanien, des roches de Bridge River et de Hozameen par suite de la mise en place des plutons du Domaine côtier, a créé à l'ouest la source des roches clastiques grossières apparues à l'Albien et au Cénomanien (Kleinspehn, 1985; Coates, 1974).

Les relations transitionnelles qui existent entre les groupes de Jackass Mountain et de Taylor Creek, alors que les séquences plus anciennes du nord et du sud de la cuvette montrent une séparation paléogéographique, suggèrent que cette cuvette n'a peut-être pas constitué une entité unique avant l'Albien; auparavant, jusqu'à trois bassins distincts ont peut-être été largement séparés les uns des autres le long de la marge occidentale du superterrane intermontagneux. Cette interprétation ajoute une certaine complexité à l'hypothèse selon laquelle une cuvette longitudinale et continue aurait bordé l'ensemble de la Cordillère, du Jurassique tardif au Crétacé précoce; elle ne la contredit cependant pas.

Roches plutoniques

Les suites plutoniques du Domaine côtier, qui s'échelonnent du Jurassique tardif à l'Éocène, sont traitées en détail au chapitre 15. Les roches granitiques généralement foliées qui bordent la marge ouest du Domaine côtier sont peut-être les équivalents profonds des roches volcaniques des assemblages de Gambier et de Gravina-Nutzotin (fig. 9-2). Les roches granitiques du Crétacé moyen apparaissent généralement dans une matrice de roches plutoniques foliées et métamorphisées et sont partiellement post-tectoniques dans le sud du Domaine côtier et syntectoniques dans la région de la rivière Skeena; elles sont peut-être les équivalents plutoniques des groupes de Spences Bridge et de Kasalka (fig. 9-3). Les plutons du Crétacé tardif et du Tertiaire précoce situés dans l'est du Domaine côtier sont peut-être associés au volcanisme calco-alcalin survenu dans le Domaine intermontagneux (fig. 9-4).

DOMAINE INSULAIRE

C.J. Yorath, A. Sutherland Brown, R.B. Campbell et C.J. Dodds

Les assemblages du Domaine insulaire qui s'échelonnent du Jurassique supérieur au Paléogène se sont en grande partie formés sur des fondations constituées de roches de la Wrangellie et du terrane d'Alexander. Des roches plutoniques, métamorphiques, volcaniques et sédimentaires sont contenues dans les assemblages qui affleurent dans l'île de Vancouver, dans les îles de la Reine-Charlotte et dans le massif St. Elias. Des forages d'exploration extracôtiers ont traversé des strates du Tertiaire précoce et plus anciennes dans les bassin de Tofino et de Reine-Charlotte.

Roches plutoniques

Dans l'ensemble du Domaine insulaire, les roches du socle (principalement des roches de la Wrangellie) sont traversées par des plutons intermédiaires à felsiques alignés selon des directions nord-ouest et nord (Sutherland Brown, 1968b; Muller, 1977; Yorath et Chase, 1981). Dans l'île de Vancouver, où elles sont hypovolcaniques par rapport au Groupe de Bonanza (voir chapitre 8), ces roches ont un âge compris entre 180 et 200 Ma (du Jurassique précoce au début du Jurassique moyen) (Isachsen et al., 1985). Selon une autre interprétation, même s'il existe effectivement des plutons du Jurassique précoce, la majorité des plutons de l'île de Vancouver remonteraient au Jurassique moyen et tardif (voir chapitre 15). Dans les îles de la Reine-Charlotte, les plutons ont des âges radiométriques K/Ar (analyse sur hornblende) compris entre 119 et 156 Ma; la moyenne des âges obtenus est de 144 Ma (Jurassique terminal; Young, 1981). Les plutons ont peut-être été hypovolcaniques relativement aux roches volcaniques calco-alcalines de la Formation de Yakoun.

Dans les îles de la Reine-Charlotte, les plutons du Jurassique tardif («plutons syntectoniques» de Sutherland Brown, 1968b) englobent des massifs mésozonaux, tabulaires à lenticulaires, à cristaux grossiers, foliés, dont la composition varie de la diorite à hornblende à la diorite quartzique. Pour la plupart, ils ont un fort pendage vers l'est, comme leur foliation, et selon les critères structuraux, pétrologiques et chimiques, résultent apparemmemt de

l'anatexie des laves basaltiques de la Formation de Karmutsen (Sutherland Brown, 1968b). Les roches encaissantes (qui appartiennent principalement à la Formation de Karmutsen) ont été transformées par dynamométamorphisme en fines amphibolites noires, suivant des auréoles assez compactes atteignant parfois 1,5 km de large.

Dans l'île de Vancouver, les Intrusions de Catface d'âge éocène comprennent plusieurs corps hypabyssaux relativement petits dont la composition se rapproche de celle d'une diorite quartzique. Elles constituent deux zones (Andrew, 1987). Les intrusions de la zone occidentale situées près de la côte ont un âge radiométrique K/Ar compris entre 50 et 55 Ma et peuvent sans doute être associées aux «volcanites de Flores» proches et approximativement du même âge (voir ci-dessous). La zone orientale contient de petits corps dont l'intervalle d'âges s'étend de 38 à 42 Ma et qui recoupent les lithologies du Groupe de Nanaimo (Crétacé supérieur); la limite de l'intervalle d'âges la plus ancienne correspond assez précisément à l'époque d'une importante modification du mouvement des plaques pacifique et américaine (Engebretson, 1982). Un âge radiométrique concordant de 42 Ma obtenu par analyse du zircon représente probablement la meilleure estimation quant à l'époque de l'intrusion (Isachsen et al., 1985).

La Suite plutonique de Saint Elias, dans les chaînons Icefield du massif St. Elias, comprend un assemblage varié de corps principalement discordants, dont la composition varie de la tonalite à la monzonite quartzique. Leur âge se situe entre 160 et 130 Ma (de l'Oxfordien à l'Hauterivien); ils sont intrusifs à la fois dans la Wrangellie et le terrane d'Alexander et sont approximativement contemporains de l'assemblage de recouvrement de Gravina-Nutzotin. La Suite plutonique de Kluane Ranges comprend des massifs mésozonaux de diorite quartzique, de diorite et de granodiorite dont l'intervalle d'âges s'étend de 117 à 106 Ma (entre l'Aptien et l'Albien). À la périphérie sud-ouest du massif St. Elias, un assemblage varié de plutons épizonaux calco-alcalins, d'âge radiométrique compris entre 52 et 41 Ma (Éocène), est intrusif dans le terrane de Chugach. Au Canada, rien n'indique l'existence de granites du Paléocène issus de la croûte, lesquels abondent au nord du golfe de l'Alaska (Hudson et Pflaker, 1982).

Roches sédimentaires

Massif St. Elias

Assemblages du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur

La Formation de Dezadeash (Assemblage de Gambier), située dans le massif St. Elias (planche 23), contient des fossiles du Tithonique tardif au Valanginien et occupe une région elliptique allongée dans les chaînons Kluane où elle est limitée au sud-ouest par la faille de Denali (Eisbacher, 1976). Au nord, les strates clastiques régionalement métamorphisées du Schiste de Kluane, dans le nord du Domaine côtier, apparaissent sur le côté nord-est de la faille de Denali et pourraient être corrélatives de la formation (voir fig. 17-83). La Formation de Dezadeash, qui a environ 3 000 m d'épaisseur, est une séquence typique de flysch d'avant-fosse, composée de turbidites, de dépôts d'écoulement en masse et d'argilite. Une abondance d'indicateurs de paléocourant et les orientations des plis synsédimentaires témoignent de l'existence de paléotalus d'inclinaison est à nord-est, peut-être associés à un système de cônes sous-marins qui ont été alimentés par une source composée de granitoïdes et de roches volcaniques, située à l'ouest (fig. 9-2). La reconstitution du bassin, dans laquelle on juxtapose la Séquence de Nutzotin Mountains de type proximal à la Formation de Dezadeash qui constitue la partie médiane d'un cône sous-marin, semble indiquer un déplacement dextre de 300 km le long de la faille de Denali au Tertiaire moyen (fig. 9-26).

Le Groupe de Valdez (Assemblage de Valdez) qui date peut-être du Crétacé précoce à tardif constitue le substratum de deux régions accidentées, sur le versant sud-ouest du massif St. Elias. En Alaska, le groupe ou ses équivalents sont placés collectivement dans le terrane de Chugach qui s'étend de l'île Baranof au sud-est à l'île Kodiak à l'ouest. Sur les marges septentrionale et orientale, le terrane de Chugach est bordé par la faille de Border Ranges, le long de laquelle il jouxte divers terranes plus anciens (Berg et al., 1978; Campbell et Dodds, 1983; Monger et Berg, 1984).

Au sud du cours inférieur de la rivière Alsek, le Groupe de Valdez se compose de couches de grauwacke et d'argilite faiblement métamorphisés, près de la faille de Border Ranges. Le degré de métamorphisme augmente progressivement vers le sud-ouest et atteint le faciès des amphibolites moyen et supérieur, où les roches ont été transformées en schistes, en gneiss et en quantités mineures d'amphibolite.

Entre le mont Logan et le mont St. Elias, le Groupe de Valdez est contenu dans deux nappes de charriage séparées par la faille de Columbus à pendage nord (Campbell et Dodds, 1982). La nappe nord se compose d'argilite noire localement calcareuse, de grauwacke et de schiste à biotite et andalousite. À deux localités, les argilites ont fourni des spécimens de *Buchia* datant du Berriasien (Sharp et Rigsby, 1956) et également du Valanginien précoce et du Berriasien tardif (J.A. Jeletzky, communication personnelle, 1975, 1980). Le degré de métamorphisme augmente à mesure que l'on s'éloigne de la faille de Border Ranges, et dans le faciès des amphibolites intermédiaire à supérieur, les roches sont transformées en un gneiss quartzo-feldspathique de couleur brune en surface altérée, contenant des interstrates de schistes. Le long de la faille de Columbus, les roches métamorphiques sont chevauchées vers le sud-ouest au-dessus d'un assemblage de tuf, de brèche et de coulées de basaltes en coussins, faiblement métamorphisé. Dans ce dernier assemblage, le degré de métamorphisme augmente aussi vers le bas, ou vers le sud; les roches basaltiques ont été transformées en amphibolite cristalline, et les couches sédimentaires apparentées, converties en schistes. L'âge des roches volcaniques est inconnu.

En Alaska, le Groupe de Valdez contient des fossiles du Maastrichtien (Jones et Clark, 1973) qui, comme les collections du Canada, indiquent que l'intervalle d'âges du groupe s'étend peut-être du Crétacé précoce au Cretacé tardif. Le principal épisode de déformation, de métamorphisme et de plutonisme associé, probablement lié au déplacement important le long de la faille de Border Ranges, date du Tertiaire précoce (50 Ma; Hudson et Plafker, 1982).

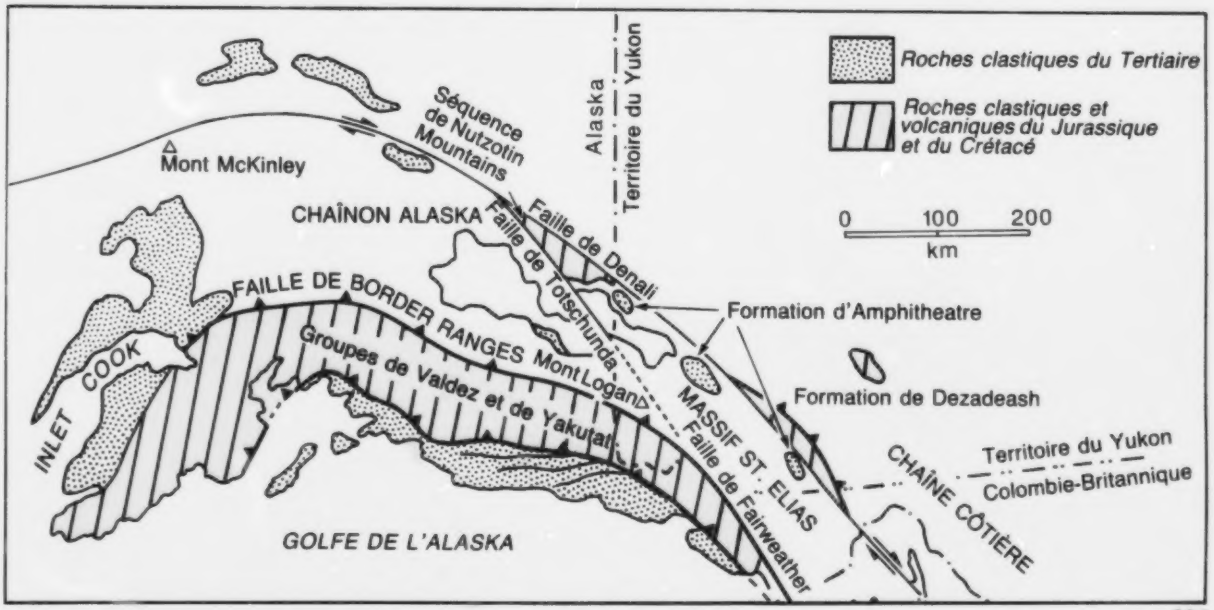


Figure 9-26. Contexte structural des assemblages du Jurassique-Crétacé et du Tertiaire dans le massif St. Elias, dans le nord du Domaine insulaire (d'après Eisbacher et Hopkins, 1977).

Assemblages du Crétacé supérieur au Paléogène

Le substratum de régions allongées qui forment une zone de plus de 250 km de long, suivant le système de failles de Denali, dans la partie sud-ouest du Yukon et les régions adjacentes de la Colombie-Britannique, est constitué de roches oligocènes et plus anciennes (?), à savoir un conglomérat, un grès à cailloux, un grès, un shale et un peu de charbon, appartenant à la Formation d'Amphitheatre (Assemblage d'Amphitheatre) (fig. 9-26; Eisbacher et Hopkins, 1977). Les strates, qui localement ont plus de 500 m d'épaisseur, reposent en discordance angulaire sur diverses roches plus anciennes. Les clastes granitiques et métamorphiques, dont la datation indique qu'ils ont subi un épisode de métamorphisme à l'Éocène, ainsi que les données relatives aux paléocourants démontrent qu'il existait une source de sédiments à l'est, peut-être dans le nord du Domaine côtier, où le métamorphisme a aussi été daté de l'Éocène. On en déduit qu'un vaste pédiment s'étendait vers l'est, de la base de la Formation d'Amphitheatre jusque sur le plateau du Yukon. La déformation de cette formation est de toute évidence liée à des mouvements survenus le long de failles bordières régionales qui ont été actives jusqu'à l'Holocène. Des conglomérats grossiers, comprenant des coulées de débris et des matériaux déposés par des glissements de terrain, se sont accumulés vers la fin du dépôt de la Formation d'Amphitheatre, ce qui indique l'influence déterminante des failles actives sur cette sédimentation.

Au Canada, le Groupe de Yakutat (Assemblage de Yakutat) qui remonte sans doute au Crétacé tardif ou à une époque plus ancienne affleure dans une petite région éloignée et peu connue située sur le versant sud-ouest du massif St. Elias (fig. 9-26). En Alaska, il se compose de plus de 3 000 m de flysch et de mélange associé. Le faciès du flysch, qui s'échelonne du Campanien au Maastrichtien (?), se compose de grauwacke et conglomérat lithofeldspathiques gris brunâtre, qui forment d'épais dépôts de chenaux ou sont interstratifiés avec un siltstone, une argilite ou une ardoise grise à noire. Le faciès du mélange contient des blocs atteignant parfois plusieurs kilomètres, composés de roches vertes, de calcaire oolitique, de marbre, de roches plutoniques granitiques, de chert et de grauwacke, dans une matrice de pélite noire, cherteuse et tufacée. Les clastes contiennent des fossiles s'échelonnant du Tithonique au Valanginien (G.P. Plafker, communication personnelle, 1986).

Îles de la Reine-Charlotte

Assemblage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur

Dans les îles de la Reine-Charlotte, les roches sédimentaires les plus anciennes de cet assemblage forment une séquence relativement mince et exposée de façon discontinue, composée de grès et de conglomérat à cailloux fins, non dénommés, contenant *Buchia* et datant probablement du Tithonique tardif (Cameron et Tipper, 1986). Ces roches, qui sont incluses dans l'Assemblage de Bonanza, ne se trouvent visiblement pas au contact des strates plus anciennes du Groupe de Moresby (voir chapitre 8), ni au contact de la Formation de Longarm du Crétacé inférieur. Dans les régions extracôtières, dans la subsurface du détroit d'Hecate, des roches sédimentaires tertiaires recouvrent un porphyre basaltique et un basalte altéré, dont la datation radiométrique K/Ar, imprécise en raison de l'altération, a

donné des valeurs comprises entre 118 et 165 Ma (Shouldice, 1971, 1973; Young, 1981; Yorath et Chase, 1981).

La Formation de Longarm (Assemblage de Longarm) d'âge néocomien (Crétacé précoce) a été divisée en un faciès littoral (proximal) et un faciès de cuvette (distal) (Sutherland Brown, 1968 b; fig 9-27). Le faciès proximal, d'environ 180 m d'épaisseur, contient un conglomérat à très gros blocs, cailloux et granules et un grès grossier affleurant dans plusieurs petites îles proches de la partie sud-est de l'île Moresby, où ce faciès surmonte localement la Formation de Kunga (Trias supérieur-Jurassique inférieur) en discordance angulaire prononcée. Les clastes du conglomérat se composent de roches volcaniques andésitiques, semblables aux dykes de Yakoun qui sont intrusifs dans la Formation de Kunga. Les conglomérats à cailloux contiennent des séquences normales et inverses; toutes les structures sédimentaires, en particulier les stratifications obliques, imbrications et figures basales, suggèrent un transport sédimentaire vers le nord-ouest (Yorath et Chase, 1981; fig. 9-27). Le faciès distal, qui atteint 1 200 m d'épaisseur, se situe largement dans la zone de failles de Rennell Sound; il se compose d'un siltstone calcareux, d'un grauwacke de granulométrie fine à moyenne et d'une argilite. Les deux dernières composantes forment des couplets de turbidites uniformes dont les structures sédimentaires originelles sont observables. Dans le faciès distal, apparaissent localement un agglomérat andésitique et des coulées porphyriques d'importance mineure. Un détail caractéristique des deux faciès de la Formation de Longarm est la présence de restes de très gros *Inoceramus*, sous forme de coquilles et plus souvent de moulages. Le faciès distal contient d'abondants fragments et d'abondants prismes de calcite provenant de cette faune. Yorath et Chase (1981) ont inclus dans l'«Assemblage de Suture» la Formation de Longarm et les plutons du Jurassique tardif, dans la mesure où les conglomérats grossiers sont considérés comme les produits de l'érosion des structures de fort relief créées par la collision de la Wrangellie et du terrane d'Alexander entre le Jurassique terminal et le Crétacé initial. Certains estimaient que les turbidites du faciès distal représentaient des sédiments d'eau profonde, qui auraient abouti sur le plancher océanique après leur transport dans une cuvette qui traversait les îles de la Reine-Charlotte. Comme indiqué ailleurs dans le présent volume, on a observé que dans les chaînons Icefield du massif St. Elias, des syénites du Paléozoïque tardif étaient intrusives à la fois dans le terrane d'Alexander et dans la Wrangellie, ce qui laisse supposer a) que les deux terranes étaient joints l'un à l'autre dès le Pennsylvanien tardif ou b) qu'ils ne se sont jamais séparés et sont des composantes tectonostratigraphiques d'un seul terrane (superterrane insulaire).

Assemblage du Crétacé moyen

Sur la Formation de Longarm, repose probablement en discordance significative le Groupe de Queen Charlotte qui s'échelonne du Crétacé moyen au Crétacé supérieur (assemblages de Skeena et de Honna) et qui est divisé en trois formations, les formations de Haida, de Skidegate et de Honna (Sutherland Brown, 1968b; Sutherland Brown et al., 1983; Yorath et Chase, 1981). Ce groupe affleure dans trois régions de bassin: dans l'inlet Skidegate, où se

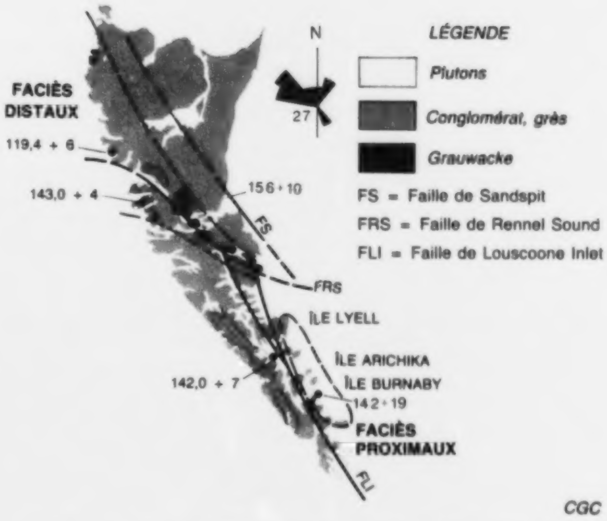


Figure 9-27. Contexte structural, directions des paléocourants et distribution des faciès dans la Formation de Longarm, dans les îles de la Reine-Charlotte. La distribution des «plutons syntectoniques» (Sutherland Brown, 1968b) est également représentée (d'après Yorath et Chase, 1981).

situent les stratotypes des formations composantes et où ces formations atteignent leur puissance maximale; dans le nord-ouest de l'île Graham; et aux alentours de l'inlet Sewell dans le centre de l'île Moresby. Dans les deux derniers bassins, seules les deux formations inférieures sont représentées. La Formation de Haida (Assemblage de Skeena) est subdivisée en un membre de grès inférieur (820 m) et un membre de shale supérieur (330 m), qui dans la région de l'inlet Skidegate s'épaississent fortement vers l'ouest. Le membre de grès se compose d'une unité basale de grès noir et blanc à cailloux grossiers, surmontée par une séquence de couches interstratifiées d'arkose glauconitique immature, de granulométrie fine à moyenne, gris vert à verte, et de grès quartzeux argileux ou silteux mature, gris brun (fig. 9-28). Il contient en grand nombre des roches sédimentaires ferrugineuses, de grosses concrétions calcaires aplaties ayant une structure en «rondelles d'oignon», des cailloux de charbon, des débris ligneux carbonisés, des débris de pélécypodes et des ammonites. La moitié inférieure du membre comporte une stratification légèrement oblique, et sa moitié supérieure des traces de broutage et des stratifications ondulées. De petits troncs d'arbre sont visibles sur les 200 m inférieurs de ce membre. Le milieu de sédimentation du grès de la Formation de Haida est interprété comme suit: des roches clastiques d'origine locale ou venant de l'est se seraient déposé dans une baie soumise à des vagues modérées et à de fortes marées, entourée d'une région de faible relief composée de roches de la Formation de Yakoun. Le grès passe progressivement vers le haut au siltstone et au mudstone gris sombre, localement argileux et calcareux, de la division de shale qui contient des traces de broutage et des terriers. Les concrétions fossilifères sont fréquentes. Les nombreuses collections d'ammonites nous renseignent bien sur l'âge de la Formation de Haida, qui s'échelonne de

l'Albien précoce au Turonien précoce (Sutherland Brown, 1968b; Haggart, 1986).

La Formation de Skidegate (600 m), du Cénomanien au Coniacien précoce, semble être le faciès latéral équivalent de la partie supérieure de la division de shale, située dans la Formation de Haida (Haggart, 1986). La Formation de Skidegate (Assemblage de Skeena) n'existe que dans l'ouest de l'inlet Skidegate, où elle se compose de minces interstrates de grès, de siltstone, de mudstone et de shale flyschoïdes. Les foraminifères de cette formation indiquent une équivalence temporelle avec la partie supérieure de la Formation de Haida, mais révèlent également un milieu d'eau plus profonde (B.E.B. Cameron, communication personnelle, 1985). La Formation de Skidegate est surmontée par les roches volcaniques néogènes de la Formation de Masset. Dans le détroit d'Hecate, des sédiments et des roches volcaniques interstratifiés, d'âge difficilement délimité et compris entre le Crétacé moyen et le Crétacé tardif, sont surmontés par des sédiments tertiaires (Shouldice, 1971, 1973; Yorath et Chase, 1981).

La Formation de Honna (Assemblage de Honna; 400 m à 1 200 m) repose sur la Formation de Haida en contact net de discordance, mais les fossiles indiquent que la lacune est probablement peu importante. L'unité se compose de conglomérat polygénique et de grès grossier (fig. 9-29) qui constituent des séquences progressivement plus épaisses vers l'ouest, en direction de la zone de failles de Rennell Sound. La composition des clastes reflète la totalité de la succession wrangellienne, à la fois dans sa partie locale et dans sa partie du Domaine côtier. Les structures sédimentaires primaires, en particulier les imbrications, la stratification oblique, la distribution de la taille des clastes et leur tri, indiquent que la formation, dans chacune de ses trois localités de bassin, a une source sédimentaire dominante située à l'est (Sutherland Brown, 1968b; Sutherland Brown et al., 1983; Yorath et Chase, 1981; C.J. Yorath, données inédites). Généralement, le conglomérat se présente sous forme d'ensembles mal à bien granoclassés; à l'est, les affleurements montrent un granoclassement normal, tandis qu'à l'ouest, ils présentent un granoclassement normal et inverse et contiennent des éléments resédimentés caractéristiques de coulées de débris sous-marines. Les fossiles récoltés à la base et au milieu de l'unité indiquent un âge qui correspond en gros au Coniacien (Haggart, 1986; B.E.B. Cameron, communication personnelle, 1987).

Figure 9-28. Affleurement typique du grès de la Formation de Haïda, le long du rivage, dans l'inlet Skidegate des îles de la Reine-Charlotte. (Photo : J.C. Yorath). GSC 205235-Z

Le Groupe de Queen Charlotte a été inclus dans l'«assemblage postérieur à l'Assemblage de Suture» par Yorath et Chase (1981). Ses composantes clastiques grossières témoignent d'un transport dominant vers l'ouest, et le conglomérat de la Formation de Honna pourrait représenter une réponse continue à l'accrétion des superterranes insulaire et intermontagneux (fig. 9-3).

Île de Vancouver

Assemblage du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur

Dans l'île de Vancouver, les roches sédimentaires de cet assemblage recouvrent en discordance la Wrangellie sur les côtes ouest et est de même que dans des régions isolées du nord de l'île. Dans le sud et le sud-ouest de l'île de Vancouver, elles se trouvent à l'intérieur d'une écaille au-dessous de la Wrangellie.

Dans un petit secteur côtier du centre ouest de l'île de Vancouver, le Groupe de Kyuquot (assemblages de Bonanza et de Longarm), qui s'échelonne du Callovien au Valanginien, comprend un prisme de roches clastiques composite de milieu marin peu profond, qui surmonte en discordance le Groupe de Bonanza du Jurassique inférieur (Muller et al., 1981). La succession se compose à la base de la Formation de Kapoose (d'épaisseur inconnue) constituée principalement d'un conglomérat basal, d'une unité susjacente de grès lithique fin, siltstone et calcaire gréseux, sur laquelle repose en disconformité un grès calcareux attribué à la Formation de One Tree (environ 200 m). Cette disconformité correspond au Tithonique supérieur. La composante sommitale du groupe est la Formation de Longarm (Assemblage de Longarm) qui s'échelonne du Valanginien au Barrémien. Elle affleure dans la région de la baie Quatsino, située dans le nord de l'île de Vancouver, et se compose d'environ 75 à 275 m de conglomérat et de grauwacke fin (Muller et al., 1974). Sa lithologie et son milieu de sédimentation ressemblent donc à ceux du faciès proximal de la même formation dans les îles de la Reine-Charlotte. Des roches similaires contenant une microfaune peu abondante du Crétacé précoce (Barrémien-Albien) ont été recueillies sur le talus continental au large de la côte nord-ouest de l'île de Vancouver (Yorath et al.,1977). Les formations de Longarm et de One Tree n'ont pas été observées en contact l'une avec l'autre.

Le long de la côte sud-ouest de l'île de Vancouver, dans une étroite zone d'affleurements limitée par des failles, est exposé le Complexe de Pacific Rim (Assemblage de Pacific Rim); il correspond à une séquence constituée de mélanges du Crétacé inférieur recouvrant des volcanoclastites calco-alcalines, d'arc volcanique, du Trias sommital, accompagnées de faibles quantités d'intrusions dioritiques et de calcaires interstratifiés («Volcanites d'Ucluth»); tous ces matériaux sont inclus dans le terrane de Pacific Rim. Les mélanges se composent d'assemblages chaotiques de mudstone, de grès et de chert contenant des éboulis de roches volcaniques du socle (fig. 9-30). Le style structural hétérogène des mélanges suggère qu'ils ont été initialement

Figure 9-29. Écueil (hauteur = 29 m) constitué de conglomérat et de grès grossier de la Formation de Honna, dans la baie Pillar de l'île Graham (îles de la Reine-Charlotte). (Photo : C.J. Yorath). GSC 205235-J

formés par des mouvements de masse, tels que des glissements de terrain sous-marins, des éboulis rocheux, des coulées de débris, et par liquéfaction du sol *in situ* (Brandon, 1985). Selon Brandon et Cowan (1983), étant donné les similarités stratigraphiques et métamorphiques avec les roches de la Formation de Constitution (Complexe de Lopez et terrane de Decatur) observées dans les îles San Juan, le terrane de Pacific Rim pourrait être un fragment déplacé à l'intérieur d'un vaste système de failles transformantes qui aurait tronqué le versant occidental de l'île de Vancouver au Crétacé terminal ou au Tertiaire précoce; par conséquent, les roches volcaniques du Trias supérieur ne feraient pas partie de la Wrangellie.

Plus loin au sud-est, se trouve la Formation de Leech River et l'unité dénommée «Unité de Pandora Peak» du Jurassique-Crétacé, toutes deux composantes du terrane de Pacific Rim et séparées de la Wrangellie par la faille de San Juan. La Formation de Leech River, qui est limitée par les failles de San Juan, de Survey Mountain et de Leech River, se compose de roches métasédimentaires et métavolcaniques datées de façon imprécise du Jurassique-Crétacé, qui sont sans doute les équivalents fortement métamorphisés du Complexe de Pacific Rim (Muller, dans Brandon et al., 1983). Les métasédiments sont de nature variable, et vont d'une unité de grauwacke schisteux et d'argilite à une unité de schiste argileux et de phyllade, puis à un schiste à quartz-staurotide-andalousite-biotite-grenat (Muller, 1977); les protolites étaient probablement des turbidites et accessoirement des roches volcaniques (Rusmore et Cowan, 1985). Les roches sont intensément déformées et localement traversées par de petits massifs de diorite quartzique et de granite. Les données Rb/Sr suggèrent que seule la sédimentation du complexe remonte au Jurassique-Crétacé; les abondantes datations K/Ar indiquent que la déformation et le métamorphisme ont atteint leur maximum à une époque comprise entre 41 Ma et 39 Ma (Rusmore et Cowan, 1985; Fairchild et Cowan, 1982). L'Unité de Pandora Peak (Rusmore et Cowan, 1985) englobe un mudstone, une argilite, un grauwacke, une radiolarite, un tuf et des métavolcanites basaltiques qui s'échelonnent approximativement du Jurassique tardif au Crétacé précoce. Alors que la Formation de Leech River a subi un métamorphisme du faciès des amphibolites, à des températures élevées et à des pressions modérées, l'Unité de Pandora Peak contient un assemblage distinctif de basse température-pression élevée à lawsonite + prehnite + quartz semblable à celui observé dans le Complexe de Pacific Rim et la Formation de Constitution (Brandon, 1985). Bien que plusieurs interprétations du milieu tectonique soient possibles, Rusmore et Cowan (1985) semblent préférer l'hypothèse d'un milieu de talus marginal ou d'avant-arc, à proximité d'un arc volcanique subaérien associé à un rifting de failles transformantes.

Assemblage du Crétacé moyen

Le Groupe de Coal Harbour (Assemblage de Skeena), dont l'âge s'échelonne de l'Aptien au Cénomanien, se trouve dans le nord de l'île de Vancouver et a été placé dans le Groupe de Queen Charlotte par Muller et al., (1974). Mesuré et étudié en détail par Jeletzky (1976), ce groupe comprend une «unité d'arénite grossière» (240 à 1 650 m) de l'Aptien, composée de grauwacke, de shale, d'un peu de calcaire, de conglomérat et de charbon, puis, en position intermédiaire, la Formation de Blumberg, de faciès non marin (900 m), principalement composée de conglomérat, mais accompagnée d'un peu de siltstone, de shale et de charbon, puis l'unité informelle supérieure appelée «unité de shale supérieure» (200 m), qui se compose de siltstone, de shale et d'un peu de conglomérat et de calcaire. Comme le Groupe de Queen Charlotte, le Groupe de Coal Harbour semble correspondre à une accumulation de sédiments molassiques résultant du soulèvement et de l'érosion des roches plus anciennes de la Wrangellie.

Assemblage du Crétacé supérieur au Paléogène

Le Groupe de Nanaimo (Assemblage de Nanaimo), dont l'âge s'échelonne du Santonien tardif au Maastrichtien et

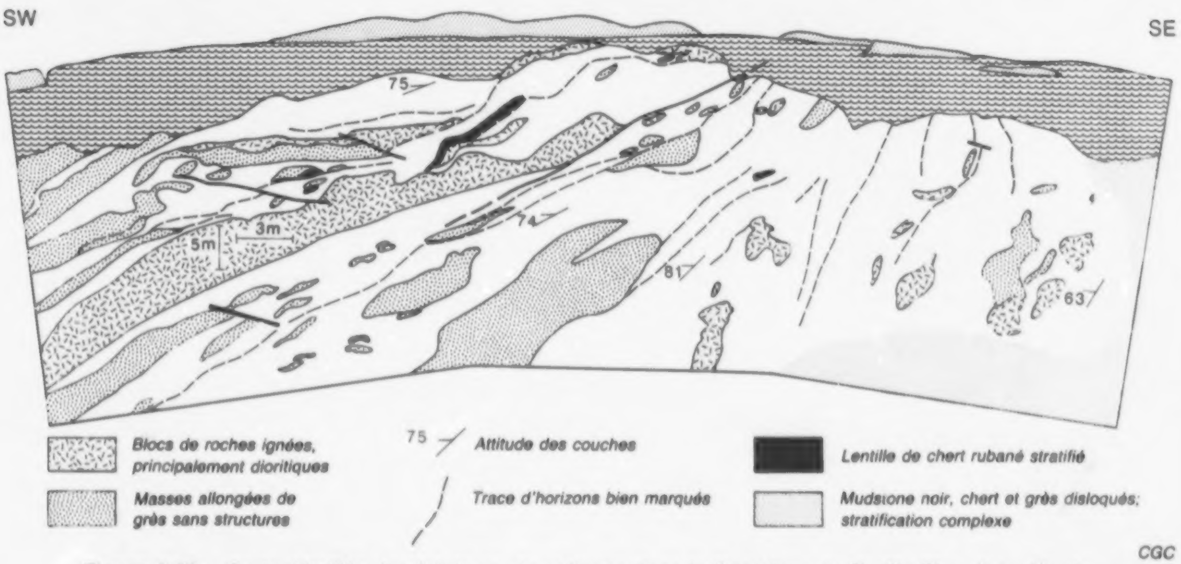


Figure 9-30. Carte détaillée des fabriques du mélange dans le Complexe de Pacific Rim, dans l'île de Vancouver (d'après Brandon, 1985). Le symbole ondulé figure les secteurs immergés.

peut-être même au Tertiaire précoce, se trouve dans la subsurface de la plaine côtière du sud-est de l'île de Vancouver, dans les îles Gulf adjacentes, et dans les vallées de Cowichan et d'Alberni dans le centre sud de l'île de Vancouver (Muller et Jeletzky, 1970). Ce groupe est principalement inclus dans deux subdivisions du bassin de Georgia, le bassin de Comox au nord et le bassin de Nanaimo au sud, où localement, la base du groupe peut remonter jusqu'au Turonien (P.D. Ward, communication personnelle, 1985). Les neuf formations qui le composent sont, en ordre ascendant, la Formation de Comox-350 m; de Haslam-200 m; d'Extension-Protection-300 m; de Cedar District-300 m; de De Courcy-350 m; de Northumberland-250 m; de Geoffrey-150 m; de Spray-200 m; et de Gabriola-350 m. Ces formations contiennent des séquences alternées de roches clastiques terrigènes, tantôt grossières, tantôt fines (fig. 9-31). Dans le bassin de Comox, celles-ci montrent principalement les caractéristiques d'un milieu néritique à un milieu de plate-forme continentale externe, tandis que dans le bassin de Nanaimo, des turbidites avec structures sédimentaires formées dans un milieu de haute énergie suggèrent la présence de milieux plus profonds de talus continental et de cône sous-marin jouxtant une étroite plate-forme continentale (Sliter, 1973; Ward et Stanley, 1982; Pacht, 1980, 1984). Au Santonien et au Campanien initial, les régions sources des sédiments clastiques du bassin de Nanaimo étaient probablement des secteurs locaux à l'ouest et au sud-est, alors que durant le reste du Crétacé tardif, ce sont les régions du Domaine côtier et des Cascades qui ont été des sources importantes (fig. 9-32; Pacht, 1984). Dans le bassin de Comox, les sédiments sont plus ou moins déformés. Cependant, des failles de chevauchement ont apparemment disséqué la partie inférieure du Groupe de Nanaimo dans le sud du bassin et dans la vallée d'Alberni (Sutherland Brown et Yorath, 1985). Dans le bassin de Nanaimo, toutes les composantes du groupe sont déformées et constituent des plis cylindriques linéaires d'orientation nord-ouest, et sont peut-être aussi recoupées par des failles de chevauchement. Le long de la côte nord-est de l'île de Vancouver, le petit bassin de Susquash contient un grès et un shale campaniens qui sont attribués au Groupe de Nanaimo.

Vers le centre du bassin de Georgia, le puits Point Roberts de la Richfield Pure a traversé environ 2 750 m de grès, de mudstone et de charbon peu abondant de faciès non marin, de l'Éocène supérieur, sus-jacents au Groupe de Nanaimo et attribués à l'Assemblage de Nanaimo (fig. 9-31). Hopkins (1966) a placé les strates de l'Éocène dans les formations de Burrard et de Kitsilano de la région de Vancouver, lesquelles à leur tour sont les équivalents de la Formation de Chuckanut située dans le nord-ouest de l'État de Washington (Johnson, 1984).

Dans la région de Vancouver, la Formation de Burrard, de caractère non marin, de l'Éocène moyen, est représentée par environ 600 m de conglomérat, de grès feldspathique, de shale et de lignite peu abondant; cette formation repose sur des roches granitiques. La Formation de Kitsilano, sus-jacente et non marine, pourrait avoir plus de 760 m d'épaisseur et se compose d'un conglomérat basal surmonté par un grès grossier à stratification oblique et par un shale. L'unité date sans doute de l'Éocène tardif (Hopkins, 1966). Les formations de Burrard et de Kitsilano, de même que des sédiments plus récents présents dans l'État de Washington, sont contenus dans le bassin de Whatcom qui semble avoir été au Tertiaire une baie du bassin de Georgia (fig. 9-6).

Sur la côte sud-ouest de l'île de Vancouver, le Groupe de Carmanah (Assemblage de Carmanah), s'étendant de l'Éocène moyen à l'Oligocène, affleure dans la région de la baie Nootka et sur le rivage nord du détroit de Juan de Fuca. Dans la première région, le groupe se trouve à la fois en contact concordant et en contact de faille avec le Groupe de Bonanza, du Jurassique inférieur, et le Complexe cristallin de West Coast (Muller et al., 1981); dans la seconde, il se trouve en contact stratigraphique avec la Formation

de Leech River, du Jurassique-Crétacé, et avec les volcanites de Metchosin, de l'Éocène inférieur (Muller, 1980). Le Groupe de Carmanah comprend de bas en haut les formations d'Escalante, de Hesquiat et de Sooke. La Formation d'Escalante (140 m) se compose de grès calcareux, déposé sur une plate-forme externe passant progressivement à un milieu bathyal, et d'un peu de conglomérat polygénique qui fait progressivement place vers le haut au shale d'eau profonde, au grès et au conglomérat interstratifiés de la Formation de Hesquiat (1 100 m; fig. 9-33; Cameron, 1980; Muller et al., 1981). La Formation de Sooke (< 200 m) se compose de grès grossier et conglomérat littoraux. Dans la subsurface de la plate-forme continentale, le bassin de Tofino contient un grès et un mudstone immatures de l'Éocène et de l'Oligocène qui pourraient représenter un faciès distal du Groupe de Carmanah.

Dans l'île de Vancouver, deux séquences volcaniques d'âge éocène mais de lithologie différente bordent les côtes ouest et sud. Sur la côte ouest, l'unité appelée informellement «volcanites de Flores» (Assemblage de Kamloops) se compose de coulées et brèches de type lahar, de composition intermédiaire à siliceuse, d'affinité calco-alcaline, et dont la datation radiométrique sur zircon a indiqué un âge compris entre 54 et 56 Ma (Brandon, 1985).

Dans le sud de l'île de Vancouver, les volcanites de Metchosin et le Gabbro de Sooke associé, datés de l'Éocène précoce (Muller, 1970, 1980), apparaissent dans le mur de la faille de Leech River. Ces roches, disposées selon une stratigraphie ophiolitique, sont aussi plus correctement dénommées «Complexe igné de Metchosin» (Assemblage de Metchosin). Des gabbros massifs et des gabbros rubanés passent vers le haut à un complexe filonien bien développé, et sont également traversés par ce dernier. Ils font à leur tour place à des basaltes en coussins et à des coulées étendues, subaquatiques, accompagnés d'un peu de roches pyroclastiques recouvertes par des coulées amygdalaires subaériennes (?). La stratigraphie générale suggère que la succession s'est formée dans un milieu d'île océanique centrée sur une dorsale (Massey, 1986). Selon Muller (1980), d'après les résultats d'études chimiques, cette succession aurait à l'origine constitué un mont sous-marin.

Les basaltes du Complexe igné de Metchosin sont chimiquement identiques à des basaltes qu'ont traversés des puits d'exploration dans le bassin de Tofino (Shouldice, 1973), et qu'ont cartographiés à partir de levés magnétiques MacLeod et al. (1977). De plus, leur composition chimique et leur âge sont semblables à ceux de la Formation de Crescent, d'âge éocène, située dans les monts Olympic, dans le nord-ouest de l'État de Washington. Ensemble, le Complexe igné de Metchosin et la Formation de Crescent forment le terrane de Crescent dont la mise en place a eu lieu sous le terrane de Pacific Rim vers la fin de l'Éocène (Clowes et al., 1987), peut-être par suite d'un changement du régime tectonique de la plaque pacifique, survenu il y a environ 42 Ma (Engebretson, 1982).

BASSINS CONTRÔLÉS PAR DES FAILLES

H. Gabrielse

Il existe dans toute la Cordillère canadienne, en particulier dans le Domaine d'Omineca et dans le Domaine intermontagneux, de nombreux bassins contrôlés par des failles, formés entre le Crétacé tardif et le Tertiaire précoce (fig. 9-34). Tandis que dans le nord du Domaine d'Omineca, ces bassins présentent de toute évidence un lien avec les principaux décrochements dextres, ceux du sud du Domaine d'Omineca et du sud-est du Domaine intermontagneux sont plus probablement attribuables à un régime extensif régional associé au transfert de la déformation, du sillon des Rocheuses du Nord vers le système de failles Fraser-Straight Creek; les roches volcaniques des groupes de Kamloops et de Penticton pourraient également être associées à ce régime extensif.

Le chapitre 20 (partie B) contient de l'information supplémentaire sur ces bassins.

Sillon de Tintina et sillon des Rocheuses du Nord

Dans le sillon de Tintina, au sud-est de la frontière entre l'Alaska et le Yukon, apparaissent sur plus de 200 km des affleurements dispersés de roches houillères du Paléogène. Les séquences typiques se composent d'interstrates de conglomérat à cailloux massif ou très faiblement stratifié et mal trié, de mudstone riche en matière organique, et de quelques minces couches de grès moyen à grossier et de mudstone à cailloux. Dans plusieurs localités, a été observé un charbon ligniteux qui se débite le long de minces couches de claystone. On trouve aussi des roches volcaniques bimodales. Il est difficile de déterminer l'épaisseur de ces sédiments, en raison de leur intense déformation et de la rareté des affleurements. Localement, on a estimé que leur épaisseur pouvait atteindre 700 m. Les âges indiqués par les analyses de la macroflore et des pollens correspondent au Crétacé tardif et plus souvent à l'Éocène.

Région de la rivière Ross

Deux blocs faillés, l'un d'orientation nord-ouest, parallèle au sillon de Tintina, l'autre d'orientation est-ouest, contiennent des successions de conglomérat, grès, shale, claystone et charbon pouvant atteindre 400 m d'épaisseur. Dans cette région, comme dans le secteur de Dawson au nord-ouest, les sédiments deviennent généralement plus grossiers vers le haut et le charbon devient plus abondant dans les membres inférieurs. Les valeurs de réflectance de la vitrinite suggèrent que pendant la période d'enfouissement des charbons, le gradient géothermique était anormalement élevé (Hughes et Long, 1980). La succession date probablement de l'Éocène.

Région de la plaine Liard

Les strates de l'Éocène qui apparaissent en plusieurs endroits le long et près de la rivière Liard ont une lithologie semblable à celle rencontrée dans les régions de la rivière Ross et de Dawson. Il est difficile de déterminer l'étendue du bassin en raison de l'existence d'épais dépôts superficiels qui dissimulent aussi le style structural de ces strates, lequel présente peut-être un lien avec les sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord. Sur la marge sud-ouest de la plaine Liard, immédiatement au sud de la frontière entre le Yukon et la Colombie-Britannique, une séquence de grauwacke micacé, de grauwacke à cailloux et de conglomérat à cailloux, qui pourrait atteindre 200 à 300 m d'épaisseur, est présente dans des secteurs de direction

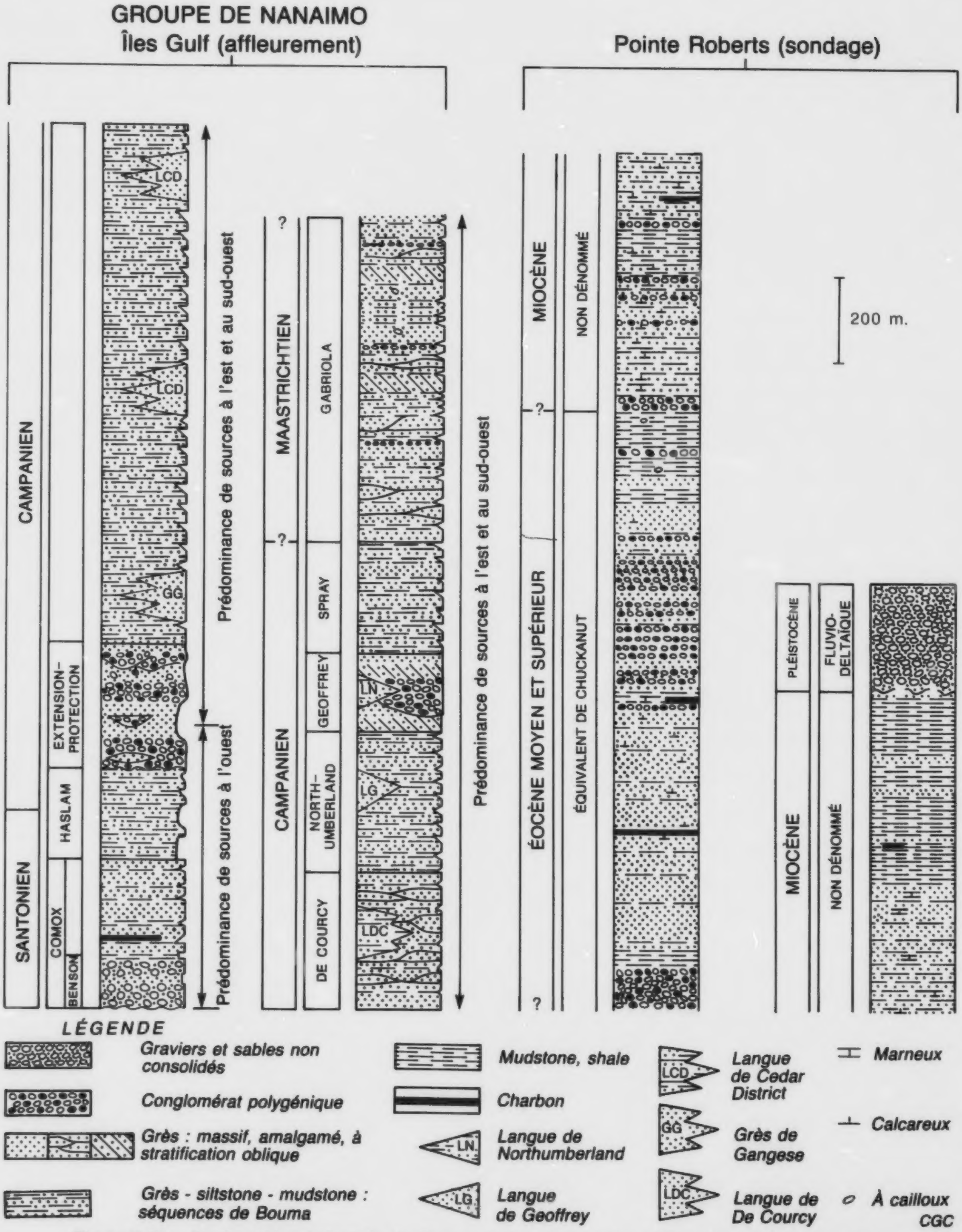


Figure 9-31. Stratigraphie généralisée du Groupe de Nanaimo et des sédiments tertiaires du sud du bassin de Georgia (d'après les données de Muller et Jeletzky, 1970; Hanson, 1976; Carter, 1977; Hopkins, 1966; Pacht, 1984; Johnson, 1984; Yorath, données inédites).

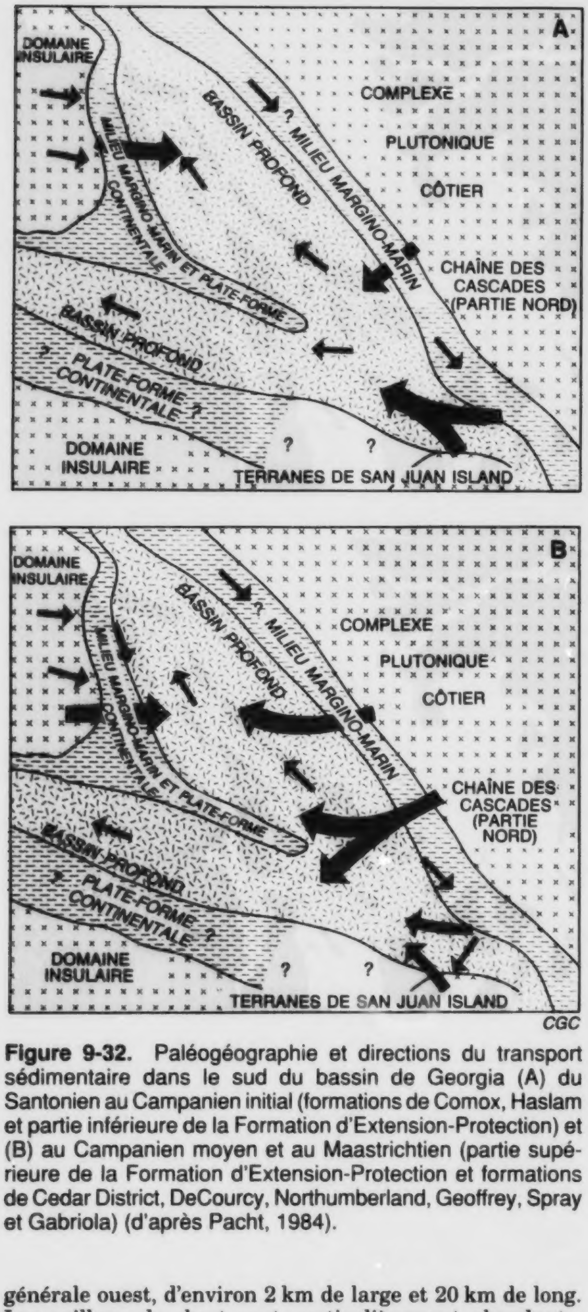


Figure 9-32. Paléogéographie et directions du transport sédimentaire dans le sud du bassin de Georgia (A) du Santonien au Campanien initial (formations de Comox, Haslam et partie inférieure de la Formation d'Extension-Protection) et (B) au Campanien moyen et au Maastrichtien (partie supérieure de la Formation d'Extension-Protection et formations de Cedar District, DeCourcy, Northumberland, Geoffrey, Spray et Gabriola) (d'après Pacht, 1984).

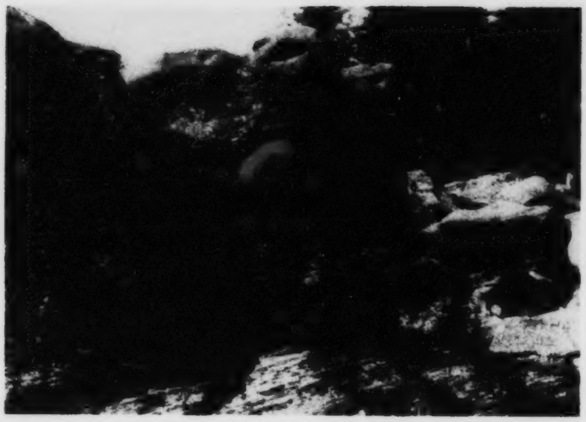


Figure 9-33. Conglomérat fluxoturbiditique surmontant un mudstone à cailloux; partie inférieure de la Formation de Hesquiat, pointe Le Clair, péninsule de Hesquiat, île de Vancouver, Colombie-Britannique. (Photo : B.E.B. Cameron). GSC 205235-K

générale ouest, d'environ 2 km de large et 20 km de long. Les cailloux de chert sont particulièrement abondants, mais on rencontre aussi de grandes quantités de feldspath de couleur crème, constituant des clastes de parfois 1 cm de long, et de nombreux copeaux d'ardoise. Les lithologies indiquent que les sédiments proviennent de l'ouest, en particulier du Groupe de Sylvester et de la Suite de Cassiar. On suppose qu'ils datent du Crétacé tardif ou du Paléogène.

À l'est de la plaine Liard dans les hautes terres de Hyland, sont connues deux localités de roches clastiques houillères du Paléogène. Le long de la rivière Coal, près de la confluence de celle-ci avec la rivière Liard, un secteur peu étendu contient du charbon et un claystone; de plus vastes affleurements sont visibles le long de la rivière Rock, à 100 km au nord environ. Là, un bassin de plus de 40 km de long a été délimité par des levés géophysiques et par exploration en surface. Une séquence de roches clastiques d'une puissance peut-être supérieure à 1 000 m renferme des ressources substantielles en charbon ligniteux (Wright et Miller, 1983). L'épaisseur suggérée des sédiments indique un contrôle de la sédimentation par des failles d'orientation nord.

Bassin de Sifton

Les sédiments clastiques non marins de la Formation de Sifton, situés dans le Crétacé supérieur et le Paléogène, affleurent à l'intérieur et le long du sillon des Rocheuses du Nord (fig. 9-34) et à l'ouest dans plusieurs autres vallées associées à des failles (Eisbacher, 1974; Gabrielse, 1985). Les roches se composent d'un assemblage varié de conglomérat à blocs, de brèches, de grès conglomératique, de grès, de siltstone et de mudstone et localement de lignite. Les strates affleurent rarement et sont par endroits fortement déformées, mais présentent localement des coupes continues de plus de 150 m d'épaisseur. Dans quelques régions à l'intérieur et près du sillon des Rocheuses du Nord, les sédiments renferment des roches volcaniques dacitiques d'âge éocène. Des dykes de lamprophyre approximativement du même âge recoupent les sédiments de la Formation de Sifton dans les chaînons Sifton. Des sédiments houillers datant probablement du Paléogène affleurent dans plusieurs secteurs le long de la faille de Kechika près de la rivière Rapid (fig. 9-34). À une localité, a été découverte une flore du Santonien-Campanien. Des coulées et tufs de composition rhyolitique ont été datés de l'Éocène.

Les données sur les paléocourants (Eisbacher, 1974) indiquent que le long du sillon des Rocheuses du Nord, le réseau hydrographique principal était dirigé vers le sud

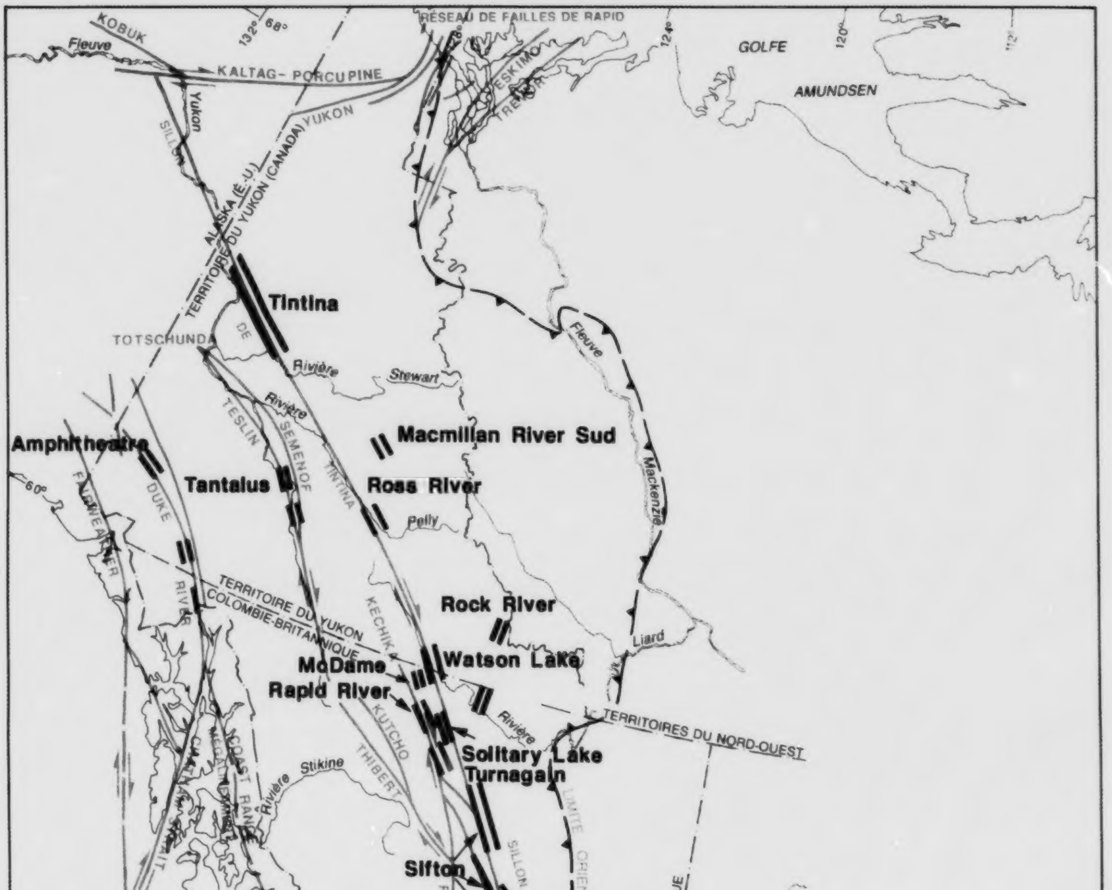


Figure 9-34. Bassins contrôlés par des failles dans la Cordillère canadienne.

(fig. 9-35), même si localement, des cônes alluviaux se développant rapidement à partir de l'est avaient peut-être dévié la principale vallée vers le sud-ouest. D'après les données sur les paléocourants, qui étaient dirigés vers le sud, il semblerait que le bassin de Sifton ait constitué une plaine alluviale beaucoup plus vaste que le fond actuel du sillon. Dans le bassin, le réseau hydrographique était parallèle à la structure régionale et dirigé vers le sud.

Bassin de Bowron

Les strates houillères, qui affleurent le long de la rivière Bowron, au sud-est de Prince George, ont plus de 600 m d'épaisseur. Elles se composent surtout de grès et de conglomérat fin accompagnés d'un conglomérat basal grossier (Campbell et al., 1973). Le charbon n'apparaît que dans les 60 premiers mètres à partir de la base, où un mudstone est interstratifié avec les sédiments clastiques plus grossiers. La structure du bassin suggère que la sédimentation s'est produite dans un graben limité au nord-est par une faille normale à pendage ouest, qui était sans doute active pendant le dépôt des sédiments.

Régions du Fraser et de la rivière North Thompson

Des affleurements dispersés de roches clastiques du Paléogène et peut-être aussi du Néogène précoce, localement houillères, sont sporadiquement visibles le long du Fraser entre Prince George et Hope. Parfois, les séquences ont plus de 500 m d'épaisseur, et au nord de Lytton, une séquence de l'Éocène, à plis serrés, renfermant un conglomérat à blocs basal recouvert par une unité de conglomérat à cailloux et galets, d'arkose et de shale, atteint plus de 900 m d'épaisseur. Des strates similaires proches comprennent un basalte, et une brèche et un conglomérat volcaniques (Duffell et McTaggart, 1952). Le long de la rivière North Thompson, des sédiments fluviatiles et lacustres pouvant atteindre 700 m d'épaisseur se composent d'un conglomérat basal surmonté par un grès à cailloux grossier, un conglomérat fin, et un intervalle très épais d'arkose et de shale gréseux (Campbell et Tipper, 1971).

Région du ruisseau Hat

Un assemblage de strates clastiques de l'Éocène, situé dans la région du ruiseau Hat et faisant partie du Groupe de Kamloops, se distingue par sa grande épaisseur, supérieure à 2 300 m, et par l'épaisseur considérable de ses multiples couches de charbon (voir chapitre 20; Church, 1975). L'unité basale, désignée du nom de «couches de Coldwater», a environ 1 300 m d'épaisseur et se compose de grès et de conglomérat. Une unité médiane de plus de 400 m d'épaisseur comprend quatre couches de charbon dont l'épaisseur combinée est de 370 m; celles-ci sont séparées les unes des autres par un siltstone, un grès et un grès conglomératique. L'unité supérieure a plus de 600 m d'épaisseur et se compose d'un siltstone et d'un claystone

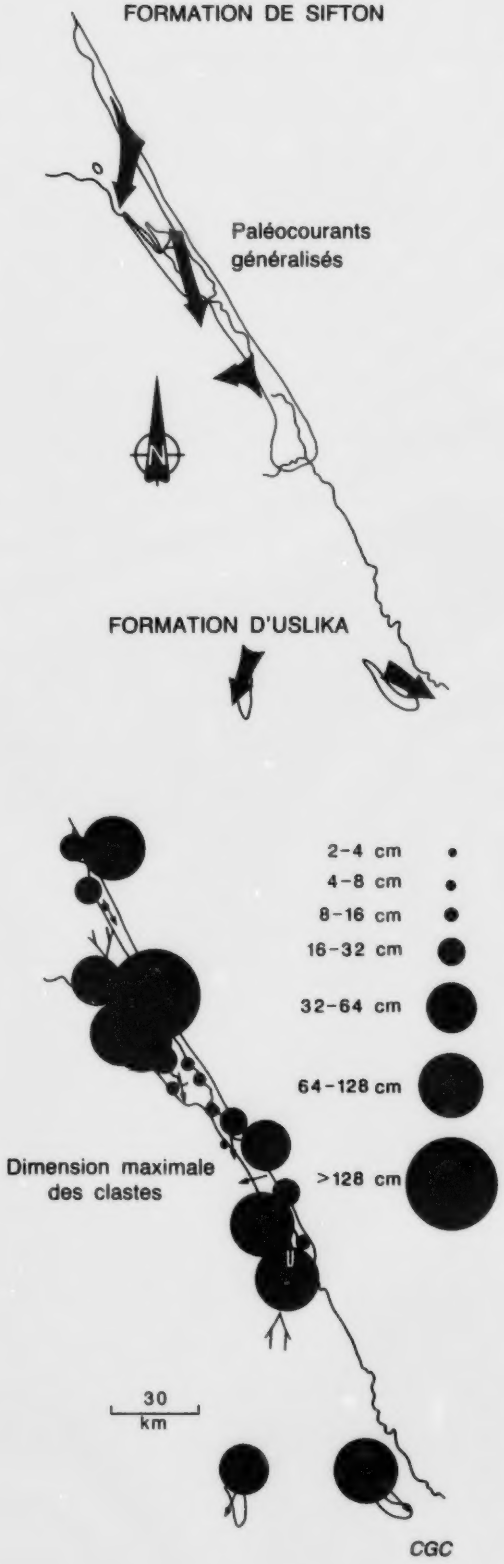


Figure 9-35. Paléocourants et dimension maximale des clastes dans la Formation de Sifton (localisation à la figure 9-23). D'après Eisbacher (1974).

monotones et massifs. Le bassin de Hat Creek se situe dans un graben limité par des failles d'orientation nord qui localement sont décalées par des zones de cisaillement conjuguées de directions nord-ouest et nord-est.

Bassins de Nicola-Princeton

Une zone d'orientation nord, principalement constituée de grès, de shale, de conglomérat et de charbon de l'Èocène (?), est représentée par plusieurs affleurements discontinus surmontant le Groupe de Nicola ou des roches plus récentes, et en de nombreux endroits, eux-mêmes surmontés par des roches volcaniques du Miocène. Localement, les strates présentent des plis serrés, peut-être à proximité de failles qui ont contrôlé le développement du bassin. Leur puissance peut atteindre quelques centaines de mètres.

Les principales failles qui étaient actives au Paléogène précoce ont une direction générale nord-nord-est et sont sans doute des failles de distension reliées à un régime de cisaillement régional, de direction générale nord-nord-ouest (Ewing, 1981a; Monger, 1985).

Bassins de Tantalus

Dans le nord du Domaine intermontagneux, dans la région sud-ouest du Yukon, des roches clastiques houillères non marines, fluviatiles et attribuées à la Formation de Tantalus, forment plusieurs affleurements de direction générale nord-ouest, partiellement limités par des failles (Cairnes, 1910; Bostock, 1936; Wheeler, 1961; Tempelman-Kluit, 1974). Il existe peut-être des roches corrélatives des premières à environ 40 km au sud-sud-est de Dawson (Lowey, 1984). La partie inférieure de la formation est typiquement composée de grès et shale peu résistants, massifs, de granulométrie moyenne à grossière; le shale contient en abondance de la muscovite détritique. Ce shale est localement carboné et, parfois, contient des filons de charbon discontinus de plusieurs mètres d'épaisseur. La base de la séquence repose en discordance sur diverses roches plus anciennes. Localement, jusqu'à 100 m de brèche volcanique de couleur rouge en surface altérée marquent la base de la formation. La partie supérieure de la Formation de Tantalus est typiquement constituée de conglomérat à cailloux de chert, à clastes bien arrondis composés surtout de chert noir, gris, vert et blanc et de quartz blanc ou gris. Contrairement aux strates sous-jacentes du Groupe de Laberge, les roches de la Formation de Tantalus contiennent peu ou pas de feldspath potassique ou de fragments de roches volcaniques. Toutefois, les roches corrélatives situées au sud-est de Dawson contiennent des quantités significatives d'orthoclase et de nombreux débris de roches plutoniques, volcaniques et métamorphiques. Leur puissance est comprise entre 200 m et plus de 1 000 m.

Le dépôt de la Formation de Tantalus a probablement été influencé par des failles contemporaines, qui ont créé de petits bassins de transtension en partie associés au système de failles de Teslin (D.J. Tempelman-Kluit, communication personnelle, 1986). Des réseaux hydrographiques dirigés vers le sud et le sud-ouest drainaient les régions sources des sédiments, où le substratum contenait probablement des roches fortement altérées.

On considère généralement que l'âge de la Formation de Tantalus correspond au Jurassique tardif et au Crétacé précoce, d'après l'étude de la macroflore et du matériel palynologique que contient cette formation. Les analyses les plus récentes des spores et pollens suggèrent qu'elle date du Crétacé précoce, en partie de l'Albien. La lithologie de la formation, qui contient en abondance du quartz et du mica, ressemble à celles de la Formation de Skeena et du Groupe de Sustut dans le centre nord de la Colombie-Britannique et diffère de celle du Groupe de Bowser Lake, plus ancien, avec lequel cette formation a été corrélée.

CONCLUSIONS

Durant l'intervalle du Jurassique tardif à la fin du Paléogène, s'est produite une succession complexe d'événements qui ont créé le cadre actuel de la Cordillère canadienne. La stratigraphie témoigne de collisions majeures des plaques, qui ont donné lieu à des phénomènes structuraux, métamorphiques, magmatiques et sédimentaires dont les relations mutuelles sont encore mal comprises. Les principaux éléments examinés sont les suivants:

1. Du Jurassique moyen au Paléogène tardif, les cinq domaines géomorphologiques se sont constitués.

2. Du Jurassique précoce au Jurassique moyen, le superterrane intermontagneux est entré en collision avec la marge occidentale du protocontinent nord-américain, collision qui a donné lieu à des épisodes de plutonisme, de métamorphisme et de soulèvement dans le Domaine d'Omineca, et finalement à la formation du premier de trois prismes de roches clastiques d'avant-fosse dans le Domaine de l'avant-pays.

3. L'époque de l'accrétion du superterrane insulaire n'a pas été déterminée avec certitude. Un assemblage de recouvrement datant du Crétacé initial ou peut-être d'une époque plus ancienne recouvre le superterrane insulaire et le superterrane intermontagneux à travers le Domaine côtier, ce qui indique une accrétion du superterrane insulaire à l'Amérique du Nord ou la grande proximité de ce superterrane avec l'Amérique du Nord au moins dès le Jurassique terminal. La déformation, le métamorphisme et le plutonisme survenus au Crétacé moyen dans le Domaine côtier et le changement des régions sources de sédiments de l'est vers l'ouest dans la cuvette de Tyaughton-Methow semblent indiquer que les deux superterranes ont continué leur convergence, puis se sont finalement joints l'un à l'autre. Ces événements ont été contemporains du plutonisme, du métamorphisme et du soulèvement survenus dans le Domaine d'Omineca, et de la formation connexe d'un second prisme de roches clastiques dans le Domaine de l'avant-pays. Considérés simultanément, ces événements du Crétacé moyen témoignent d'une rapide convergence du protocontinent nord-américain et des superterranes nouvellement accrétés.

4. Le bassin de Bowser s'est constitué sous forme d'une avant-fosse dans la Stikinie, suite à la compression et au soulèvement du terrane de Cache Creek, probablement durant l'accrétion du superterrane intermontagneux à l'ancienne marge continentale. L'accumulation ultérieure des sédiments formant le premier prisme de roches clastiques du Domaine de l'avant-pays s'est produite en réponse à la déformation et au soulèvement continus qui ont engendré le Domaine d'Omineca.

5. Pendant et après une pause à grande échelle des phénomènes magmatiques, au Crétacé précoce, une vaste

transgression marine est survenue dans tout le nord et le centre du Domaine intermontagneux. Il est possible qu'un continuum sédimentaire, ultérieurement fragmenté par des failles, ait relié les «bassins» de Dezadeash, de Gravina-Nutzotin, de Bowser, de Skeena-Sustut et de Gambier à la cuvette de Tyaughton-Methow pendant l'Albien.

6. Dans le bassin de Sustut, les roches du Crétacé supérieur témoignent d'une inversion des directions du transport sédimentaire. De l'Albien au Campanien, les régions sources appartenant au Domaine d'Omineca ont joué un rôle important, tandis que du Campanien au Maastrichtien, les sources de sédiments étaient surtout le bassin inversé de Bowser (chaîne Skeena) à l'ouest. La déformation et le soulèvement du bassin de Bowser ont été associés au soulèvement et au développement de structures à vergence est, dans la partie orientale du Domaine côtier.

7. Sur le périmètre de la région sud-est du Domaine côtier, la stratigraphie de la cuvette de Tyaughton-Methow témoigne de l'existence de sources clastiques de directions opposées. Jusqu'à la fin de l'Albien, la cuvette a principalement reçu des sédiments provenant de l'est. Toutefois, au début du Cénomanien, le Domaine côtier en voie de soulèvement, à l'ouest, est devenu une importante source d'apports sédimentaires. Le soulèvement s'est peut-être produit en réponse à la convergence continue du superterrane insulaire et du superterrane intermontagneux.

8. Dans le Domaine insulaire, la mise en place du terrane de Pacific Rim et du terrane de Crescent a eu lieu au-dessous de la Wrangellie vers la fin de l'Éocène, possiblement à la suite d'une modification du régime tectonique de la plaque pacifique, il y a environ 42 Ma. Dans le massif St. Elias, le terrane de Chugach s'est accrété à la marge continentale au Paléocène moyen.

9. Il existe de nombreux bassins sédimentaires contrôlés par des failles, formés du Crétacé tardif au Tertiaire précoce, dans l'ensemble du Domaine intermontagneux et du Domaine d'Omineca. Ceux qui se trouvent dans les parties centrale et nord de la région sont associés à d'importants déplacements dextres. Au sud, plusieurs séquences sédimentaires et volcaniques sont le résultat d'un régime de contraintes en tension, établi au Tertiaire précoce, qui a provoqué la distension du sud du Domaine d'Omineca et du sud-est du Domaine intermontagneux.

10. La Wrangellie a été considérée comme un terrane distinct qui se serait uni au terrane d'Alexander, créant ainsi le superterrane insulaire au Jurassique terminal et au Crétacé initial, mais de récentes observations sur les relations que présentent les diverses intrusions sillonnant les chaînons Icefield du massif St. Elias indiquent que ces deux terranes se sont réunis avant le Pennsylvanien tardif ou bien n'ont jamais été séparés.

11. Les données paléomagnétiques indiquent que les superterranes insulaire et intermontagneux combinés (Basse Colombie-Britannique) se trouvaient à des paléolatitudes plus méridionales au Crétacé moyen et qu'ils n'ont pas pris leur position actuelle par accrétion à la marge continentale avant l'Éocène. Le caractère et la distribution des faunes jurassiques confirment l'hypothèse d'un déplacement de la Basse Colombie-Britannique vers le nord, mais son lieu d'origine se trouvait peut-être plus au nord que celui que suggèrent les données paléomagnétiques. Ni la limite orientale de la Basse Colombie-Britannique, ni les événements structuraux associés à sa mise en place du Crétacé tardif à l'Éocène n'ont été définis. Il faudra encore des efforts de recherche considérables, pour que puissent être accordées les données géologiques et paléomagnétiques.

RÉFÉRENCES

Aitken, J.D.
1959: Atlin map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 307.

Aitken, J.D. and Cook, D.G.
1974: Carcajou Canyon map-area, District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 74-13.

Anderson, R.G.
1984: Late Triassic and Jurassic magmatism along the Stikine Arch and the geology of the Stikine batholith, north-central British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 67-73.

Andrew, A.
1987: Lead and strontium isotope study of five volcanic and intrusive rock suites and related mineral deposits, Vancouver Island, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Arthur, A.J.
1986: Stratigraphy along the west site of Harrison Lake, southwestern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 715-720.

Balkwill, H.R., Cook, D.G., Detterman, R.L., Embry, A.F., Hakansson, E., Miall, A.D., Poulton, T.P., and Young, F.G.
1983: Arctic North America and northern Greenland; in The Phanerozoic Geology of the World, II The Mesozoic B; Elsevier Science Publishers B.V., Netherlands.

Berg, H.C., Jones, D.L., and Richter, D.H.
1972: Gravina-Nutzotin belt - tectonic significance of an upper Mesozoic sedimentary and volcanic sequence in southern and southeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 800-D, p. 1-24.

Berg, H.C., Jones, D.L., and Coney, P.J.
1978: Map showing pre-Cenozoic tectonostratigraphic terranes of southeastern Alaska, and adjacent areas; United States Geological Survey, Open File Report 78-1085, 2 sheets.

Blusson, S.L.
1971: Sekwi Mountain map-area, Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 71-22.

Bostock, H.S.
1936: Carmacks District, Yukon; Geological Survey of Canada, Memoir 307.

Brabb, E.E.
1969: Six new Paleozoic and Mesozoic formations in east-central Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1274-1, 25 p.

Brandon, M.T.
1985: Mesozoic melange of the Pacific Rim Complex, western Vancouver Island; Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Vancouver B.C., Guidebook, 28 p.

Brandon, M.T. and Cowan, D.S.
1983: Mesozoic terrane convergence and dispersion within the Fraser block, Pacific Northwest; Geological Society of America, Annual Meeting, Program with Abstracts, v. 15, p. 295.

Brandon, M.T., Cowan, D.S., Muller, J.E. and Vance, J.A.
1983: Pre-Tertiary geology of San Juan Islands, Washington and southeast Vancouver Island, British Columbia; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada/ Canadian Geophysical Union, Annual Meeting, Victoria. Field Trip Guidebooks, Field Trip No. 5, 65 p.

Brandon, M.T., Cowan, D.S., and Vance, J.A.
in press: Stratigraphic and structural framework of the mid-Cretaceous San Juan thrust system, San Juan Islands, Washington; in Geology of Washington State: Washington Division of Geology and Earth Resources Bulletin.

Brideaux, W.W.
1971: Palynology of the lower Colorado Group, central Alberta, Canada: I, Introductory remarks, geology and microplankton studies; Palaeontographica, Section B, v. 135, p. 53-114.

Bustin, R.M. and Moffat, I.
1983: Groundhog Coalfield, central British Columbia: Reconnaissance stratigraphy and structure; Bulletin of the Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 31, p. 231-245.

Cairnes, C.E.
1924: Coquihalla area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 139.

Cairnes, D.D.
1910: The Lewis and Nordenskiold rivers coal district; Geological Survey of Canada, Memoir 5.

Caldwell, W.G.E., North, B.R., Stelck, C.R., and Wall, J.H.
1978: A foraminiferal zonal scheme for the Cretaceous system in the Interior Plains of Canada; in Western and Arctic Canadian biostratigraphy; C.R. Stelck and B.D.E. Chatterton (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 18, p. 495-575.

Cameron, B.E.B.
1980: Biostratigraphy and depositional environment of the Escalante and Hesquiat formations (Early Tertiary) of the Nootka Sound area, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 78-9.

Cameron, B.E.B. and Tipper, H.W.
1986: Jurassic stratigraphy of the Queen Charlotte Islands; Geological Survey of Canada, Bulletin 365.

Campbell, R.B. and Dodds, C.J.
1982: Geology of Mount Saint Elias map area (115B and C), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 830.
1983: Terranes and major faults of the Saint Elias Mountains, Yukon Territory, British Columbia and Alaska; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada/Canadian Geophysical Union, Annual Meeting, Victoria, Program with Abstracts, v. 8, p. A10.

Campbell, R.B. and Tipper, H.W.
1971: Geology of the Bonaparte Lake map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 363.

Campbell, R.B., Mountjoy, E.W., and Young, F.G.
1973: Geology of the McBride map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 72-35.

Carrigy, M.A.
1971: Lithostratigraphy of the uppermost Cretaceous (Lance) and Paleocene strata of the Alberta plains; Research Council of Alberta, Bulletin 27.

Carter, J.M.
1977: The stratigraphy, structure, and sedimentology of the Cretaceous Nanaimo Group, Galiano Island, British Columbia; M.Sc. thesis, Oregon State University.

Christopher, P.A. and Carter, N.C.
1976: Metallogeny and metallogenic epochs for porphyry mineral deposits; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 64-71.

Church, B.N.
1971: Geology of the Owen Lake, Parrott Lakes, and Goosley Lake area; in Geology, Exploration and Mining in British Columbia 1970; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 119-125.
1973: Geology of the Buck Creek area; in Geology, Exploration and Mining in British Columbia 1972, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 353-363.
1975: Geology of the Hat Creek coal basin (921/13E); British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geology in British Columbia, 1975, p. G99-G118.
1982: Notes on the Penticton Group: A progress report on a new stratigraphic subdivision of the Tertiary, south-central British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Field Work, 1981, Paper 1982-1, p. 12-16.

Church, B.N., Ewing, T.E., and Hora, Z.D.
1983: Volcanology, structure, coal and mineral resources of Early Tertiary outliers in south-central British Columbia; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada/Canadian Geophysical Union Annual Meeting, Victoria, British Columbia; Field Guide Book, Trip #1.

Clowes, R.M., Brandon, M.T., Green, A.G., Yorath, C.J., Sutherland Brown, A., Kanasewich, E.R., and Spencer, C.
1987: LITHOPROBE - southern Vancouver Island: Cenozoic subduction complex imaged by deep seismic reflections; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 31-51.

Coates, J.A.
1974: Geology of the Manning Park area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 238.

Cookenboo, H.O. and Bastin, R.M.
1989: Jura-Cretaceous (Oxfordian to Cenomanian) stratygraphy of the north-central Bowser Basin, northern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, 26, p. 1001-1012.

Currie, L.
1984: The provenance of chert clasts in the Ashman conglomerates of the northeastern Bowser Basin; B.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.

Dixon, J.
1982a: Jurassic and Lower Cretaceous subsurface stratigraphy of the Mackenzie Delta - Tuktoyaktuk Peninsula, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Bulletin 349.
1982b: Sedimentology of the Neocomian Parsons Group in the subsurface of the Mackenzie Delta area, Arctic Canada; Bulletin of the Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 30, p. 9-28.
1986a: Cretaceous to Pleistocene stratigraphy and paleogeography, northern Yukon and northwestern District of Mackenzie; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, p. 49-70.
1986b: Comments on the stratigraphy, sedimentology and distribution of the Albian Sharp Mountain Formation, northern Yukon; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 375-381.
in press: Mesozoic stratigraphy, Eagle Plain area, northern Yukon; Geological Survey of Canada, Bulletin.

Douglas, B.J.
1983: Structural and stratigraphic analysis of a metasedimentary inlier within the Coast Plutonic Complex, British Columbia, Canada; Ph.D. thesis, Princeton University, New Jersey.

Douglas, R.J.W.
1950: Callum Creek, Langford Creek and Gap map-areas, Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 255.

Duffell, S. and McTaggart, K.C.
1952: Ashcroft map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 262.

Eisbacher, G.H.
1974: Sedimentary history and tectonic evolution of the Sustut and Sifton basins, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 73-31.
1976: Sedimentology of the Dezadeash flysch and its implications for strike-slip faulting along the Denali Fault, Yukon Territory and Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1495-1513.
1981: Late Mesozoic - Paleogene Bowser Basin molasse and Cordilleran tectonics, western Canada; in Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins, A.D. Miall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 23, p. 125-151.

Eisbacher, G.H. and Hopkins, S.L.
1977: Mid-Cenozoic paleogeography and tectonic setting of the St. Elias Mountains, Yukon Territory; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-1B, p. 319-335.

Eisbacher, G.H., Carrigy, M.A., and Campbell, R.B.
1974: Paleodrainage pattern and late-orogenic basins of the Canadian Cordillera; in Tectonics and Sedimentation, W.R. Dickinson (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 22, p. 143-166.

Engebretson, D.C.
1982: Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; Ph.D. thesis, Stanford University, California, 211 p.

Ewing, T.E.
1981a: Regional stratigraphy and structural setting of the Kamloops Group, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1464-1477.
1981b: Petrology and geochemistry of the Kamloops Group volcanics, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1478-1505.

Fairchild, L.H. and Cowan, D.S.
1982: Structure, petrology and tectonic history of the Leech River Complex, northwest of Victoria, Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1816-1835.

Gabrielse, H.
1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1-14.

Glaister, P.
1959: Lower Cretaceous of southern Alberta and adjoining areas; American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 43, p. 590-640.

Godwin, C.I.
1975: Imbricate subduction zones and their relationship with Upper Cretaceous to Tertiary porphyry deposits in the Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1362-1378.

Haggart, J.W.
1986: Stratigraphic investigations of the Cretaceous Queen Charlotte Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 86-20.

Hamblin, A.P. and Walker, R.G.
1979: Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie - Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1673-1690.

Hanson, W.B.
1976: Stratigraphy and sedimentology of the Cretaceous Nanaimo Group, Saltspring Island, British Columbia; Ph.D. thesis, Oregon State University.

Hill, M.L., Woodsworth, G.J., and van der Heyden, P.
1985: The Coast Plutonic Complex near Terrace, British Columbia: a metamorphosed western extension of Stikinia; Geological Association of America, Program With Abstracts, v. 17, p. 362.

Hopkins, W.S. Jr.
1966: Palynology of Tertiary rocks of the Whatcom Basin, southwestern British Columbia and northwestern Washington; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Hudson, T. and Plafker, G.
1982: Paleogene metamorphism of an accretionary flysch terrane, eastern Gulf of Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 1280-1290.

Hughes, J.D. and Long, D.G.F.
1980: Geology and coal resource potential of Early Tertiary strata along Tintina Trench, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 79-32, 22 p.

Irving, E. and Wynne, P.J.
1985: Possible Late Cretaceous - Early Tertiary trajectory of "Baja B.C."; in Programme and Abstracts, A symposium on deep structure of southern Vancouver Island: Results of Lithoprobe Phase 1, Geological Association of Canada, Victoria Section.

Isachsen, C., Armstrong, R.L., and Parrish, R.R.
1985: U-Pb, Rb-Sr, and K-Ar geochronometry of Vancouver Island igneous rocks; in Programme and Abstracts, A symposium on deep structure of southern Vancouver Island: Results of Lithoprobe Phase 1, Geological Association of Canada, Victoria Section.

Jackson, L.F., Gordey, S.P., Armstrong, R.L., and Harakal, J.E.
1986: Bimodal Paleogene volcanics near Tintina Fault, east-central Yukon, and their possible relationship to placer gold; in Yukon Geology, v. 1, Department of Indian and Northern Affairs, p. 139-147.

Jeletzky, J.A.
1958: Uppermost Jurassic and Cretaceous rocks of Aklavik Range, northeastern Richardson Mountains, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 58-2.
1960: Uppermost Jurassic and Cretaceous rocks, east flank of Richardson Mountains between Stony Creek and lower Donna River, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 59-14.
1961: Uppermost Jurassic and Lower Cretaceous rocks, west flank of Richardson Mountains between the headwaters of Blow River and Bell River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 61-9.
1967: Jurassic and (?)Triassic rocks of the eastern slopes of the Richardson Mountains, northwestern District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 66-50.
1971a: Marine Cretaceous biotic provinces and paleogeography of western and Arctic Canada, illustrated by a detailed study of ammonites; Geological Survey of Canada, Paper 70-22.
1971b: Marine Cretaceous biotic provinces of western and Arctic Canada; Proceedings of the North American Paleontological Convention, September, 1969, pt. 1, p. 1638-1659, Allen Press, Kansas.
1975: Sharp Mountain Formation (new): A shoreline facies of the Upper Aptian-Lower Albian Flysch Division, eastern Keele Range, Yukon Territory (117-O); in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 237-244.
1976: Mesozoic and ?Tertiary rocks of Quatsino Sound, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 242.
1977: Causes of Cretaceous oscillations of sea level in western and Arctic Canada and some general geotectonic implications; in Mid-Cretaceous Events, K. Kanmera (ed.), Paleontological Society of Japan, Special Paper 21, p. 233-246.

Jeletzky, J.A. and Tipper, H.W.
1968: Upper Jurassic and Cretaceous rocks of Taseko Lakes map-area and their bearing on the geological history of southwestern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 67-54.

Jeletzky, O.L.
1976: Preliminary report on stratigraphy and depositional history of Middle to Upper Jurassic strata in McConnell Creek map-area (94D West Half), British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 63-67.

Jerzykiewicz, T. and McLean, J.R.
1980: Lithostratigraphical and sedimentological framework of coal-bearing Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata, Coal Valley area, central Alberta Foothills; Geological Survey of Canada, Paper 79-12.

Johnson, S.Y.
1984: Stratigraphy, age and petrography of the Eocene Chuckanut Formation, northwest Washington; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 92-106.

Jones, D.L. and Clark, S.H.B.
1973: Upper Cretaceous (Maastrichtian) fossils from the Kenai-Chugach Mountains, Kodiak and Shumagin Islands, southern Alaska; United States Geological Survey, Journal of Research, v. 1, no. 2, p. 125-136.

Kleinspehn, K.L.
1982: Cretaceous sedimentation and tectonics, Tyaughton - Methow Basin, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, Princeton University.
1985: Cretaceous sedimentation and tectonics, Tyaughton - Methow Basin, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 154-174.

Koch, N.G.
1973: The central Cordilleran region; in The Future Petroleum Provinces of Canada, R.G. McCrossan (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 37-71.

Koo, J.
1984: Coal geology of the Mount Klappan area in northwestern British Columbia (104H/2,3,6,7); in Geological Field Work 1984; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1985-1, p. 343-351.

Kramers, J.W. and Mellon, G.B.
1972: Upper Cretaceous - Paleocene coal-bearing strata, northwest-central Alberta plains; Proceedings, First Geological Conference on Western Canadian Coal; Research Council of Alberta, Information Series, No. 60, p. 109-124.

Lambert, M.B.
1974: The Bennett Lake cauldron subsidence complex, British Columbia and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 227.

Langenberg, C.W. and McMechan, M.E.
1984: Lower Cretaceous Luscar Group of the northern and north-central Foothills of Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, p. 1-11.

Long, D.G.F.
1981: Dextral strike-slip faults in the Canadian Cordillera and depositional environments of related fresh-water intermontane coal basins; Geological Association of Canada, Special Paper 23, p. 153-186.

Loranger, D.M.
1951: Useful Blairmore microfossil zone in central and southern Alberta, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 35, p. 2348-2367.

Lowey, G.W.
1984: The stratigraphy and sedimentology of siliciclastic rocks, west-central Yukon, and their tectonic implications; Ph.D. thesis, University of Calgary.

MacIntyre, D.G.
1976: Evolution of Upper Cretaceous volcanic and plutonic centres and associated porphyry copper occurrences, Tahtsa Lake area, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London.

MacLeod, N.S., Tiffin, D.L., Snavely, P.D. Jr., and Currie, R.G.
1977: Geologic interpretation of magnetic and gravity anomalies in the Strait of Juan de Fuca, U.S. - Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 223-238.

McLean, J.R.
1977: The Cadomin Formation: stratigraphy, sedimentology and tectonic implications; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 792-827.
1982: Lithostratigraphy of the Lower Cretaceous coal-bearing sequence, Foothills of Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 80-29.

McLean, J.R. and Wall, J.H.
1981: Early Cretaceous Moosebar sea in Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, p. 334-377.

McMechan, R.D.
1981: Stratigraphy, sedimentology, structure and tectonic implications of the Oligocene Kishenehn Formation, Flathead valley graben, southeastern British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.

Massey, N.W.D.
1986: The Metchosin igneous complex, southern Vancouver Island: an Eocene ocean-island ophiolite; Geology, v. 14, p. 602-605.

Mathews, W.H.
1958: Geology of the Mount Garibaldi map-area, southwestern B.C., Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 69, p. 161-178.

Mellon, G.B.
1967: Stratigraphy and petrology of the Lower Cretaceous Blairmore and Mannville groups, Alberta Foothills and plains; Research Council of Alberta, Bulletin 21.

Mellon, G.B. and Wall, J.H.
1963: Correlation of the Blairmore Group and equivalent strata; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 11, p. 396-409.

Moffat, I.W.
1985: The nature and timing of depositional events and organic and inorganic metamorphism in the northern Groundhog coalfield: implications for the tectonic history of the Bowser Basin; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 205 p.

Monger, J.W.H.
1985: Structural evolution of the southwestern Intermontane Belt, Ashcroft and Hope map-areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 349-358.

Monger, J.W.H. and Berg, H.C.
1984: Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska; in Lithotectonic Terrane Maps of the North American Cordillera, N.J. Silberling and D.L. Jones (ed.), United States Geological Survey, Open File Report 84-523.

Monger, J.W.H., Price, R.A., and Tempelman-Kluit, D.J.
1982: Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera; Geology, v. 10, p. 70-75.

Mountjoy, E.W.
1962: Mount Robson (southeast) map-area, Rocky Mountains of Alberta and British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 61-31.
1967: Upper Cretaceous and Tertiary stratigraphy, northern Yukon and northwestern District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 66-16.

Muller, J.E.
1977: Evolution of the Pacific margin, Vancouver Island and adjacent regions; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2062-2085.
1980: Chemistry and origin of the Eocene Metchosin volcanics, Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 199- 209.

Muller, J.E. and Jeletzky, J.A.
1970: Geology of the Upper Cretaceous Nanaimo Group, Vancouver Island and Gulf Islands, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 69-25.

Muller, J.E., Northcote, K.E., and Carlisle, D.
1974: Geology and mineral deposits of Alert Bay - Cape Scott map-area, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 74-8.

Muller, J.E., Cameron, B.E.B., and Northcote, K.E.
1981: Geology and mineral deposits of Nootka Sound map-area, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 80-16.

Myhr, D.W. and Young, F.G.
1975: Lower Cretaceous (Neocomian) sandstone sequence of Mackenzie Delta and Richardson Mountains area; in Report of Activities, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 75-1C, p. 247-266.

Norris, D.K. and Hopkins, W.S. Jr.
1977: The geology of Bonnet Plume Basin, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 76-8.

Norris, D.K. and Yorath, C.J.
1981: The North American plate from the Arctic Archipelago to the Romanzof Mountains; in The Ocean Basins and Margins, Volume 5, The Arctic Ocean, A.E.M., Nairn, M. Churkin, Jr., and F.G. Stehli (ed.), p. 37-103, Plenum Press, New York and London.

Norris, D.K., Stevens, R.D., and Wanless, R.K.
1965: K-Ar age of igneous pebbles in the McDougall-Segur conglomerate, southeastern Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Paper 65-26.

Pacht, J.A.
1980: Sedimentology and petrology of the Late Cretaceous Nanaimo Group deposited in the Nanaimo Basin, western Washington and British Columbia: Implications for Cretaceous tectonics; Ph.D. thesis, Ohio State University.
1984: Petrologic evolution and paleogeography of the Late Cretaceous Nanaimo Basin, Washington and British Columbia: Implications for Cretaceous tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 766-778.

Pigage, L.C. and Anderson, R.G.
1985: The Anvil plutonic suite, Faro, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1204-1216.

Price, R.A.
1965: Flathead map-area, British Columbia and Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 336.
1980: The Cordilleran thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains; Geological Society of London, Special Volume.

Price, R.A., Monger, J.W.H., and Muller, J.A.
1981: Cordilleran cross-section - Calgary to Victoria; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits, R.I. Thompson and D.G. Cook (ed.), Annual Meeting, Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Calgary, Alberta, p. 261-334.

Read, P.B.
1983: Geology, Classy Creek (104 J/2E) and Stikine Canyon (104 J/1W), British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 940.

Richards, T.A. and Jeletzky, O.L.
1975: A preliminary study of the Upper Jurassic Bowser assemblage in the Hazelton, west half, map-area, British Columbia; in Report of Activities, Part A: April to October, 1974, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 31-36.

Rickets, B.D.
1985: Possible plinian eruptions of Paleocene ash in central Yukon: evidence from volcanic ash, Norman Wells area, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 473-479.

Roddick, J.A.
1965: Vancouver North, Coquitlam and Pitt Lake map-areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 335.

Roddick, J.A. and Green, L.H.
1961a: Sheldon Lake, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 12-1961.
1961b: Tay River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 13-1961.

Rudkin, R.A.
1964: Lower Cretaceous; in Geological History of Western Canada, Chapter 11, R.G. McCrossan and R.P. Glaister (ed.), Alberta Society of Petroleum Geologists, p. 156-168.

Rusmore, M.E. and Cowan, D.S.
1985: Jurassic-Cretaceous rock units along the southern edge of the Wrangellia terrane on Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1223-1232.

Russell, L.S.
1954: Mammalian fauna of the Kishenehn Formation, southeastern British Columbia; National Museum of Canada, Bulletin 132, p. 92-111.

Sharp, R.P. and Rigsby, G.P.
1956: Some rocks of the central St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada; American Journal of Science, v. 254, p. 110-122.

Shouldice, D.N.
1971: Geology of the western Canadian continental shelf; Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin, v. 19, p. 405-436.
1973: Western Canadian continental shelf; in Future Petroleum Provinces of Canada, R.G. McCrossan (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 7-35.

Sliter, W.V.
1973: Upper Cretaceous foraminifers from the Vancouver Island area, British Columbia, Canada; Journal of Foraminiferal Research, v. 2, p. 167-183.

Souther, J.G.
1971: Geology and mineral deposits of the Tulsequah map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 362.
1972: Telegraph Creek map-area; Geological Survey of Canada, Paper 71-44.

Stelck, C.R.
1958: Stratigraphic position of the Viking Sand; Alberta Society of Petroleum Geologists, Journal, v. 6, p. 2-7.
Stelck, C.R., Wall, J.H., Bahan, W.G., and Martin, L.J.
1956: Middle Albian foraminifera from Athabasca and Peace drainage areas of western Canada; Research Council of Alberta, Report 75.
Stott, D.F.
1963: The Cretaceous Alberta Group and equivalent rocks, Rocky Mountain Foothills, Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 317.
1967a: The Fernie and Minnes strata north of Peace River, Foothills of northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 67-19, Pt. A.
1967b: The Cretaceous Smoky Group, Rocky Mountain Foothills, Alberta and British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 132.
1968: Lower Cretaceous Bullhead and Fort St. John Groups between Smoky and Peace Rivers, Rocky Mountain Foothills, Alberta and British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 152.
1973: Lower Cretaceous Bullhead Group between Bullmoose Mountain and Tetsa River, Rocky Mountain Foothills, northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 219.
1975: The Cretaceous System in northeastern British Columbia; in The Cretaceous System in the Western Interior of North America, W.G.E. Caldwell (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 13, p. 441-467.
1982: Lower Cretaceous Fort St. John Group and Upper Cretaceous Dunvegan Formation of the Foothills and Plains of Alberta, British Columbia, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 328.
1984: Cretaceous sequences of the foothills of the Canadian Rocky Mountains; in The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 9, p. 85-107.
Stott, D.F. and Aitken, J.D. (editors)
in press: Sedimentary cover of the Craton in Canada; Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 5 (also Geological Society of America, The Geology of North America, v. D-1).
Sutherland Brown, A.
1960: Geology of the Rocher Deboule Range; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 43.
1968a: Bowron River; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Annual Report, 1967, p. 459-460.
1968b: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54.
Sutherland Brown, A., Yorath, C.J., and Tipper, H.W.
1983: Geology and tectonic history of the Queen Charlotte Islands; Field Trip Guidebook 8; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Annual Meeting, Victoria.
Sutherland Brown, A. and Yorath, C.J.
1985: LITHOPROBE profile across southern Vancouver Island: Geology and tectonics; Geological Society of America, Cordilleran Section Annual Meeting, Vancouver, British Columbia; Field Guidebook.
Tempelman-Kluit, D.J.
1970: Stratigraphy and structure of the "Keno Hill Quartzite" in Tombstone River - Upper Klondike River map-areas, Yukon Territory (116B/7, B/8); Geological Survey of Canada, Bulletin 180.
1974: Reconnaissance geology of the Aishihik Lake, Snag and part of Stewart River map-areas, west central Yukon; Geological Survey of Canada, Paper 73-41.
Tempelman-Kluit, D.J. and Wanless, R.K.
1975: Potassium-argon age determinations of metamorphic and plutonic rocks in the Yukon crystalline terrane; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1895-1909.
Thorkelson, D.J.
1985: Geology of the mid-Cretaceous volcanic units near Kingsvale, southwestern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 333-339.
Tipper, H.W.
1969: Mesozoic and Cenozoic geology of the northeast part of Mount Waddington map-area (92N), Coast District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 68-33.
Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270.
Tozer, E.T.
1956: Uppermost Cretaceous and Paleocene nonmarine molluscan faunas of western Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 280.
Trexler, J.H., Jr.
1985: Sedimentology and stratigraphy of the Cretaceous Virginian Ridge Formation, Methow Basin, Washington; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1274-1285.
Trexler, J.H., Jr. and Bourgeois, J.
1985: Evidence for mid-Cretaceous wrench faulting in the Methow Basin, Washington: Tectonostratigraphic setting of the Virginian Ridge Formation; Tectonics, v. 4, p. 379-394.
Walker, R.G.
1983: Cardium Formation 3. Sedimentology and stratigraphy in the Garrington - Caroline area, Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 213-230.
Wall, J.H. and Rosene, R.K.
1977: Upper Cretaceous stratigraphy and micropaleontology of the Crowsnest Pass - Waterton area, southern Alberta Foothills; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 842-867.
Ward, P.D.
1978: Revisions to the stratigraphy and biochronology of the Upper Cretaceous Nanaimo Group, British Columbia and Washington State; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 405-423.
Ward, P. and Stanley, K.O.
1982: The Haslam Formation: A Late Santonian - Early Campanian forearc basin deposit in the Insular Belt of southwestern British Columbia and adjacent Washington; Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 975-990.
Wheeler, J.O.
1961: Whitehorse map-area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 312.
Wood, D.H. and Armstrong, R.L.
1982: Geology, chemistry, and geochronometry of the Cretaceous South Fork Volcanics, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 309-316.
Woodsworth, G.J.
1979a: Geology of Whitesail Lake map-area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 25-29.
1979b: Metamorphism, deformation, and plutonism in the Mount Raleigh pendant, Coast Mountains, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 295.
1980: Geology of Whitesail Lake (93E) map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 708.
Woodsworth, G.J. and Orchard, M.J.
1985: Upper Paleozoic to lower Mesozoic strata and their conodonts, western Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1329-1344.
Wright, J. and Miller, D.
1983: Rock River coal basin; Mineral Deposits of the Northern Cordillera, Symposium, Whitehorse, Yukon, Abstract.
Yorath, C.J., Tiffin, D.L., and Cameron, B.E.B.
1977: Submersible operation on the Pacific continental margin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 301-310.
Yorath, C.J. and Chase, R.L.
1981: Tectonic history of the Queen Charlotte Islands and adjacent areas - a model; Canadian Journal of Earth Science, v. 18, p. 1717-1739.
Yorath, C.J. and Cook, D.G.
1981: Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography, northern Interior Plains, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 398.
1984: Mesozoic and Cenozoic depositional history of the northern Interior Plains of Canada; in The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 9, p. 69-83.

Young, F.G.
1972: Cretaceous stratigraphy between Blow and Fish Rivers, Yukon Territory; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 72-1A, p. 229-235.
1973: Jurassic and Cretaceous stratigraphy between Babbage and Blow Rivers, Yukon Territory; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 73-1A, p. 277-281.
1975: Upper Cretaceous stratigraphy, Yukon coastal plain and northwestern Mackenzie Delta; Geological Survey of Canada, Bulletin 249.

Young, F.G. and Robertson, B.T.
1984: The Rapid Creek Formation: An Albian flysch-related phosphatic iron formation in northern Yukon Territory; in The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir, 9, p. 361-372.

Young, F.G., Myhr, D.W., and Yorath, C.J.
1976: Geology of the Beaufort-Mackenzie Basin; Geological Survey of Canada, Paper 76-11.

Young, I.F.
1981: Geological development of the western margin of the Queen Charlotte Basin; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Ziegler, W.H. and Pocock, S.A.J.
1960: The Minnes Formation; Second Annual Field Conference Guidebook, Edmonton Geological Society, p. 43-71.

Adresse des auteurs

D.F. Stott
J. Dixon
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

C.J. Yorath
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

H. Gabrielse
R.G. Anderson
J.G. Souther
G.J. Woodsworth
H.W. Tipper
J.W.H. Monger
C.J. Dodds
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

A. Sutherland Brown
546 Newport Avenue
Victoria, British Columbia
V8S 5C7

R.B. Campbell
1760 Forest Park Drive
Sidney, British Columbia
V8L 4A6

ADDENDA

Le volume cité en référence ci-dessous renferme des articles importants en biostratigraphie et en analyse de bassins qui traitent du Jurassique moyen et du Crétacé des îles de la Reine-Charlotte.

Woodsworth, G.J. (ed.)
1991: Evolution and hydrocarbon potential of the Queen Charlotte Basin, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 90-10, 569 p.

Imprimé au Canada

Chapitre 10

ASSEMBLAGES DU NÉOGÈNE

Résumé

Assemblages sédimentaires

J.G. Souther et C.J. Yorath

- Îles de la Reine-Charlotte et bassin de Reine-Charlotte
- Plate-forme et talus continentaux du nord-ouest de l'île de Vancouver
- Bassin de Tofino
- Bassin de Georgia
- Domaine intermontagneux

Assemblages ignés

J.G. Souther

- Roches volcaniques d'arc liées aux complexes de subduction du sud de la Colombie-Britannique
  - Ceinture volcanique de Pemberton
  - Complexe de Franklin Glacier
  - Complexe de Mount Silverthrone
  - Formation de Masset
  - Ceinture volcanique d'Alert Bay
  - Ceinture volcanique de Garibaldi
    - Segment sud
    - Segment central
    - Segment nord
- Laves de plateau du sud et du centre de la Colombie-Britannique
  - Groupe de Chilcotin
- Complexes de panache et de rift du centre et du nord de la Colombie-Britannique
  - Ceinture volcanique d'Anahim
    - Complexe de King Island-Bella Bella
    - Volcans-boucliers centraux
    - Cônes monogéniques postglaciaires
  - Ceinture volcanique de Stikine
- Roches volcaniques d'arc du nord-ouest de la Colombie-Britannique et du sud-ouest du Yukon liées à la subduction et à une faille transformante
  - Ceinture volcanique de Wrangell
- Roches volcaniques du centre est de la Colombie-Britannique
  - Province volcanique de Clearwater-Quesnel
  - Province volcanique de McConnell Creek

Références

Chapitre 10

ASSEMBLAGES DU NÉOGÈNE

J.G. Souther et C.J. Yorath

RÉSUMÉ

Vers le début du Néogène, il y a environ 24 Ma, la plaque Kula a disparu et la dorsale océanique Pacifique-Farallon est entrée en collision avec la marge occidentale de l'Amérique du Nord au nord des îles de la Reine-Charlotte. Au Néogène précoce, la jonction triple des plaques pacifique, nord-américaine et Farallon a migré vers le sud-est jusqu'à une position adjacente à la pointe nord de l'île de Vancouver, qu'elle conserve de façon relativement constante depuis 10 Ma. Le déplacement de la jonction triple au cours du Néogène précoce a été accompagné d'une rapide réduction de la dimension de la plaque Farallon qui était subductée vers l'est. Les petits vestiges actuels de la plaque Farallon ont été rebaptisés «plaque Juan de Fuca» et «plaque Explorer», et l'axe d'expansion actif (dorsale océanique Farallon-pacifique) les bordant à l'ouest, «système de la dorsale Juan de Fuca». Les vecteurs de mouvement par rapport au cadre absolu de référence (points chauds) indiquent que la partie occidentale canadienne de la plaque nord-américaine s'est déplacée vers le sud-ouest à une vitesse d'environ 22 mm/a pendant la majeure partie du Néogène.

Les coulissages dextres, qui ont dominé la tectonique du Domaine intermontagneux au Tertiaire précoce, se sont fortement atténués pendant le Néogène et se sont limités à des failles situées sur la marge continentale ou près de celle-ci. Des mouvements le long des systèmes de failles de Totschunda et de Border Ranges ont accompagné le soulèvement important, les plissements intenses et les chevauchements vers le nord-est survenus dans le massif St. Elias, au cours du Néogène. Pendant cette époque, le Domaine intermontagneux est resté relativement stable, tandis que l'axe du Domaine côtier a été fortement soulevé et profondément disséqué.

Dans toutes les régions extracôtières du Domaine insulaire, dans des parties de l'île de Vancouver et des îles de la Reine-Charlotte, et dans des bassins isolés du Domaine intermontagneux de la Colombie-Britannique, existent de grandes étendues de dépôts sédimentaires du Néogène (fig. 10-1). Les roches ignées du Néogène et du Quaternaire se concentrent dans cinq grandes ceintures volcano-tectoniques étroitement associées au régime tectonique actuel (fig. 10-1). Dans le sud de la Colombie-Britannique, les ceintures volcaniques de Pemberton et de Garibaldi sont des fronts volcaniques associés à la subduction vers l'est de la plaque Juan de Fuca, tandis que la ceinture volcanique transversale d'Alert Bay est le résultat d'une perturbation du régime continu d'absorption de matériel en bordure d'une plaque plongeante, entraînant la génération de magma le long de la plaque en subduction. La ceinture volcanique de Wrangell dans le sud-ouest du Yukon est un prolongement de l'arc des Aléoutiennes et est associée au fluage en profondeur de la croûte océanique pacifique le long de sa marge convergente avec le nord-ouest de l'Amérique du Nord. La ceinture volcanique d'Anahim, de direction générale est, et la ceinture volcanique de Stikine, de direction générale nord, situées dans le centre et le nord de la Colombie-Britannique, représentent respectivement des traces de points chauds et des zones de rifting naissant, qui se trouvent du côté des terres par rapport à la zone de coulissage limitant les plaques pacifique et nord-américaine.

Dans les régions de Clearwater-Quesnel et de McConnell Creek, les roches ignées du Néogène semblent se trouver à l'extérieur des principales ceintures volcaniques, mais pourraient être situées le long d'une grande zone de suture continentale.

Étant donné que l'âge de nombreuses accumulations volcaniques de la Cordillère canadienne couvre la limite entre le Néogène et le Quaternaire, tous les assemblages volcaniques miocènes et plus récents sont inclus dans le présent chapitre.

Souther, J.G. et Yorath, C.J.
1991: Assemblages du Néogène; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 10, rév. par H. Gabrielse et C.J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America).

ASSEMBLAGES SÉDIMENTAIRES

C.J. Yorath et J.G. Souther

Îles de la Reine-Charlotte et bassin de Reine-Charlotte

La description initiale du bassin de Reine-Charlotte (Queen Charlotte Basin) par Shouldice (1971) incluait les roches sédimentaires marines et non marines du nord-est de l'île Graham de même que celles du détroit d'Hecate et du bassin Queen Charlotte (Queen Charlotte Sound) (fig. 10-2). Le bassin de Reine-Charlotte a approximativement 450 km de long et 130 km de large dans sa portion la plus vaste, à l'intérieur du bassin Queen Charlotte, où sa limite occidentale est marquée par la faille de Reine-Charlotte. À l'intérieur du bassin de Reine-Charlotte, les sédiments de la Formation de Skonun atteignent une épaisseur maximale un peu supérieure à 4 500 m, mais une épaisseur qui dépasse rarement 3 000 m. Les isopaques (fig. 10-2) mettent en évidence une cuvette linéaire qui s'étend à travers le détroit d'Hecate, mais qui est interrompue dans sa partie sud par une importante crête du socle, de direction générale nord-est, au-dessus de laquelle

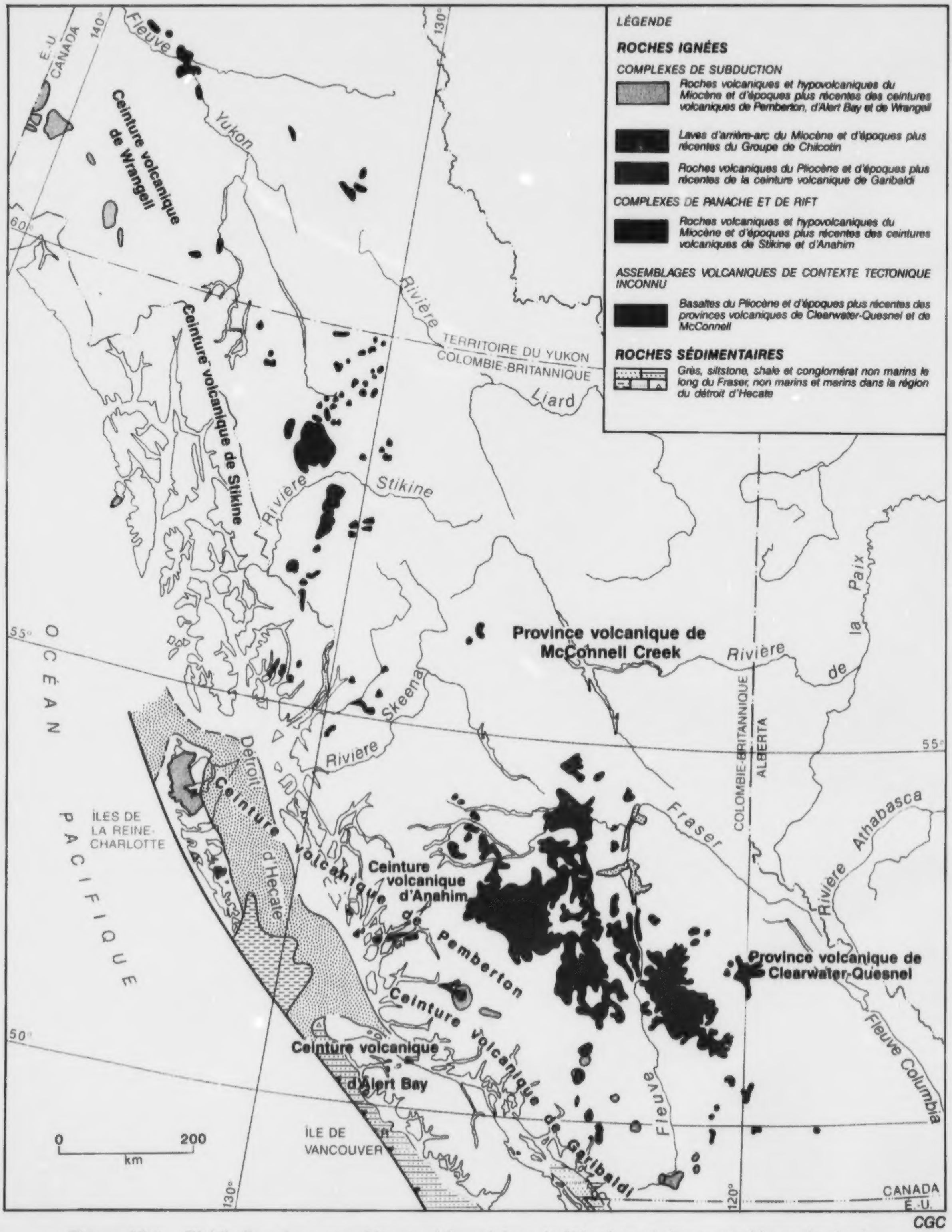


Figure 10-1. Distribution des assemblages sédimentaires du Néogène et des assemblages ignés du Néogène et du Quaternaire dans la Cordillère canadienne.

les sédiments du Tertiaire sont minces. Selon Yorath et Chase (1981), cette crête serait une culmination structurale prétertiaire des roches de la Wrangellie. Le substratum du bassin de Reine-Charlotte se compose surtout de roches volcaniques de la Formation de Masset, qui affleurent largement dans les îles de la Reine-Charlotte (Sutherland Brown, 1968) et dans lesquelles ont été forés plusieurs puits d'exploration durant les années 60 par les sociétés Atlantic Richfield Ltd. et Ressources Shell Canada Ltée. La Formation de Skonun surmonte en concordance la Formation de Masset, composée de roches volcaniques, et

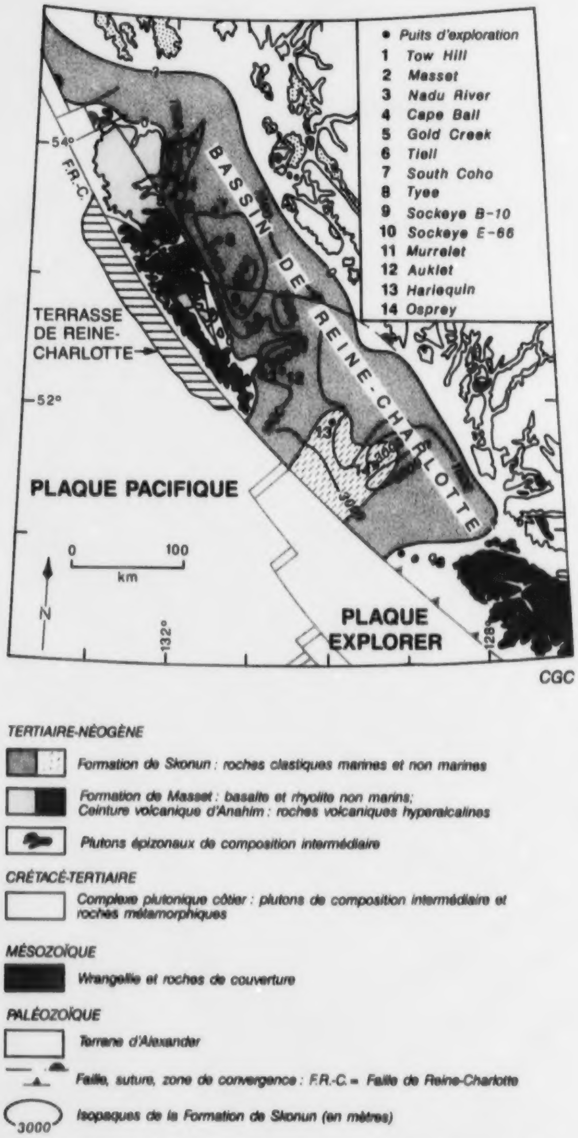


Figure 10-2. Distribution des faciès sédimentaires et position des sondages dans les îles de la Reine-Charlotte et les régions adjacentes du détroit d'Hecate et du bassin Queen Charlotte.

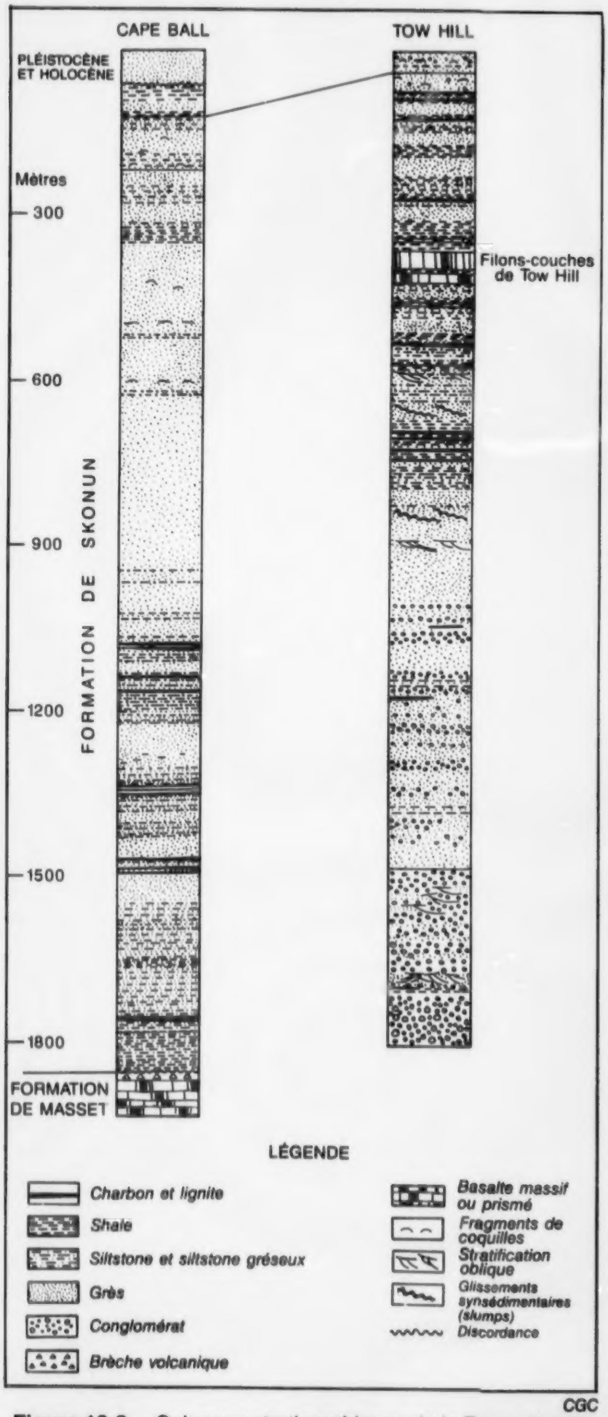


Figure 10-3. Colonnes stratigraphiques de la Formation de Skonun, basées sur les données de subsurface provenant des puits Cape Ball et Tow Hill, situés dans le nord de l'île Graham (voir la position des puits à la fig. 10-2; d'après Sutherland Brown, 1968).

est localement interstratratifiée avec cette dernière. Elle comprend une succession composée principalement de grès immature de faciès non marin, et d'un peu de shale, de lignite et de conglomérat à cailloux (fig. 10-3). Les coupes nord de la formation montrent principalement des faciès non marins, mais il existe des unités marines mineures près du sommet des puits Tow Hill, Gold Creek, Tlell et Cape Ball et près de la base de la formation dans le dernier puits, où des sédiments marins sont interstratifiés avec les roches volcaniques de la Formation de Masset. Au sud, dans la partie méridionale du détroit d'Hecate et dans le bassin Queen Charlotte, la succession est partiellement marine dans le puits Murrelet et entièrement marine dans les puits Harlequin et Osprey (fig. 10-2). Dans le puits Osprey, les roches volcaniques sous-jacentes de la Formation de Masset sont interstratifiées avec un grès de faciès non marin (Shouldice, 1971). Dans le nord-est de l'île Graham, le basalte à olivine du filon-couche de Tow Hill apparaît dans des affleurements et dans la subsurface où l'a traversé le puits Tow Hill, dans lequel il se présente sous forme d'intrusion dans la partie supérieure de la Formation de Skonun (fig. 10-3). Le filon-couche a été daté, sans grande précision, du Pliocène tardif ou du Pléistocène initial (Sutherland Brown, 1968).

L'âge de la Formation de Skonun varie dans l'ensemble du bassin de Reine-Charlotte. Les couches les plus anciennes apparaissent à la base du puits Harlequin dans le bassin Queen Charlotte, et sont datés du Miocène précoce (Burdigalien) (B.E.B. Cameron, communication personnelle, 1982). Dans l'île Graham, les coupes stratigraphiques de la base de la succession vont de la fin du Miocène précoce au Miocène moyen, et dans toutes les autres coupes de subsurface, les couches les plus anciennes datent du Miocène tardif. Dans l'ensemble du bassin, les couches sommitales remontent au Pliocène tardif (Sutherland Brown, 1968; Addicott, 1978; Champigny et al., 1981; Shouldice, 1971).

Plate-forme et talus continentaux du nord-ouest de l'île de Vancouver

La plate-forme et le talus continentaux du nord-ouest de l'île de Vancouver sont constitués d'un assemblage d'argilite, de roches volcaniques et de roches clastiques fines sans doute d'âge néogène (fig. 10-4) (Bornhold et Yorath, 1984). Pour déterminer la distribution et la lithologie des divers types de roches, on a effectué des observations à bord de submersibles, recueilli des échantillons à l'aide de dragues et de bennes, et effectuer des levés géophysiques d'exploration utilisant le sonar à balayage latéral et les méthodes sismiques monocanal et multicanal.

Une succession volcano-sédimentaire constitue la base de la succession du Néogène. Cette succession est apparemment séparée du Groupe de Bonanza, adjacent et situé dans l'île de Vancouver, par un prolongement ou par une faille secondaire de la faille de Westcoast. La séquence comprend une argilite, un grauwacke et des roches volcaniques qui sans doute sont intimement interstratifiées. Une datation radiométrique K/Ar sur roche totale a donné un âge de 18,3 Ma pour les roches volcaniques (R.L. Armstrong, communication personnelle, 1979). Aucun fossile n'a été récolté dans les sédiments, qui ont été métamorphisés au faciès des schistes verts inférieur à intermédiaire. La relation existant entre de petits corps de diorite quartzique et la séquence probablement d'âge néogène est inconnue. La séquence volcano-sédimentaire a été déformée en des plis couchés de direction sud et sud-ouest, sans doute associés aux failles de chevauchement qui, selon les données sismiques multicanal, affleurent sur le talus continental. Un shale et un mudstone du Miocène (B.E.B. Cameron, communication personnelle, 1980), des grauwackes du Crétacé inférieur (Yorath et al., 1977) et des roches volcaniques d'âge inconnu ont été récupérés lors de dragages du talus continental. Sur la séquence volcano-sédimentaire, repose en discordance un prisme non déformé, s'épaississant vers l'ouest, composé de couches de siltstone, de mudstone et d'un peu de basalte (?) sphérulitique, et s'échelonnant du Miocène supérieur au Pliocène supérieur (Yorath et al., 1977). Les études stratigraphiques de la partie supérieure du talus continental montrent que l'unité a environ 400 m d'épaisseur, possède une stratification oblique et est recoupée par plusieurs dykes étroits de siltstone.

Les relations de cette succession à l'égard du contexte tectonique sont mal connues. En toute probabilité, au moins la partie inférieure de cette séquence s'est constituée et déformée dans un régime d'accrétion et de compression, avant le Miocène tardif. Cependant, l'ignorance des relations stratigraphiques entre les diverses composantes de la séquence volcano-sédimentaire, et leurs relations avec les roches plus anciennes, empêche toute analyse tectonique.

Bassin de Tofino

Les sédiments néogènes du bassin de Tofino représentent un prolongement de la succession du Paléogène, qui se compose de siltstone marin, de shale et d'un peu de grès feldspathique immature (fig. 10-4). Des discordances locales séparent les roches du Miocène moyen et du Pliocène supérieur (Shouldice, 1971).

Bassin de Georgia

Aucune strate du Néogène n'a été reconnue avec certitude dans le bassin de Georgia, mais la partie supérieure de la coupe traversée par le puits Point Roberts pourrait bien inclure des strates du Tertiaire supérieur (voir chapitre 9).

Domaine intermontagneux

Des sédiments du Néogène affleurent localement dans toute la portion centrale de l'intérieur de la Colombie-Britannique, où ils sont fréquemment recouverts et protégés de l'érosion par les basaltes de plateau plus jeunes du Groupe de Chilcotin. Les couches, qui reposent en discordance sur des roches plus anciennes, sont essentiellement non déformées, mais présentent un pendage faible, ce qui semble indiquer qu'elles ont été localement affectées par un basculement et par la formation de quelques failles. La puissance de la séquence sédimentaire varie de quelques centimètres à plus de 150 m; cette séquence comprend à la fois des dépôts lacustres et fluviatiles qui localement renferment de petites quantités de shale carboné et de lignite.

Des couches du Tertiaire moyen et supérieur, composées d'arénite lithique grossière et bien triée, d'un conglomérat et d'un peu de shale calcareux, affleurent dans une zone de direction générale nord-est qui s'étend sur approximativement 8 km le long du Fraser près de Pavilion (Trettin, 1961). Ces sédiments, qui localement atteignent 150 m d'épaisseur, sont sans doute des dépôts de plaine d'inondation dérivés principalement des strates du terrane de Cache Creek.

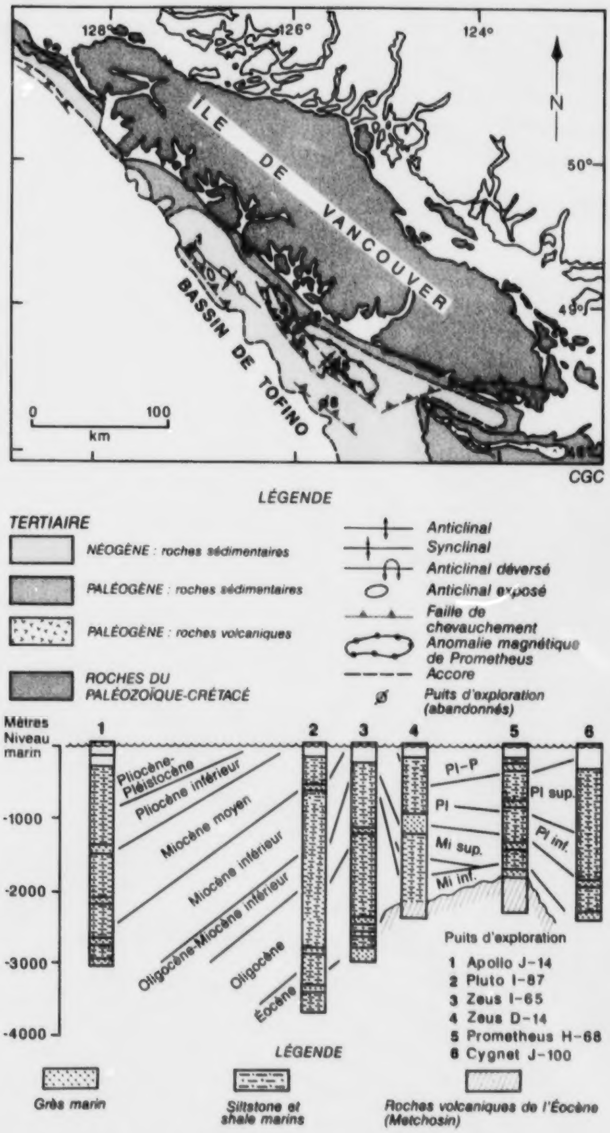


Figure 10-4. Distribution et structure des roches sédimentaires tertiaires du bassin de Tofino et du talus continental septentrional, à l'ouest de l'île de Vancouver, et données venant de l'étude des puits traversant ces roches.

Dans la région du lac Bonaparte (Campbell et Tipper, 1971), les sédiments lacustres du Tertiaire supérieur appartenant à la Formation de Deadman River comprennent jusqu'à 150 m de tufs, brèches, diatomite, siltstone à diatomées, arénite à cailloux et conglomérat interstratifiés. Ces couches sont au moins partiellement corrélatives de celles des assemblages situés près de Hanceville dans la région des lacs Taseko (Tipper, 1963) et dans les régions du lac Anahim (Tipper, 1957), de Prince George (Tipper, 1961), de Nicola (Cockfield, 1948) et de Quesnel (Tipper, 1959). Près de Quesnel, la Formation de Crownite, succession de diatomite faiblement consolidée de 12 m d'épaisseur, est surmontée par un basalte de plateau et recouvre 200 m de graviers, sables et silts de la Formation de Fraser Bend. Des végétaux fossiles recueillis dans la diatomite indiquent qu'elle date de la fin du Miocène moyen, se situant entre 11 et 13 Ma (Rouse et Mathews, 1979). La sédimentation a probablement eu lieu à l'intérieur d'une vaste vallée, dans des milieux de cône alluvial, de plaine d'inondation, de marécages et de lacs.

Au Yukon, des roches sédimentaires clastiques datant probablement du Miocène sont interstratifiées avec les laves de la ceinture volcanique de Wrangell. Elles atteignent localement 100 m d'épaisseur et comprennent un grès, un siltstone à charbon, un tuf et un conglomérat dans lequel tous les clastes sont volcaniques et sans doute issus d'édifices volcaniques (Souther et Stanciu, 1975). Le conglomérat et le grès sous-jacents à des parties de la succession volcanique datent peut-être aussi du Néogène, mais n'ont pas été séparés des sédiments plus anciens (principalement de l'Oligocène) appartenant à la Formation d'Amphitheatre (Eisbacher et Hopkins, 1977). Dans la partie nord de la province de St. Clare, les Laves de Wrangell sont surmontées en discordance par d'anciens dépôts composés de graviers fluviatiles et glaciaires polygéniques, de till et de sédiments lacustres contenant à la fois des clastes des Laves de Wrangell et des clastes d'unités antérieures à ces dernières. Ces dépôts ont subi un basculement et ont été faillés en même temps que les strates sous-jacentes de Wrangell, et pourraient remonter jusqu'au Miocène tardif (Denton et Armstrong, 1969).

ASSEMBLAGES IGNÉS

J.G. Souther

Dans la Cordillère canadienne, au Miocène et ultérieurement, l'activité magmatique s'est concentrée dans cinq ceintures volcano-tectoniques ainsi que dans trois provinces magmatiques relativement petites, extérieures aux principales ceintures (fig. 10-1). Dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, les ceintures volcaniques de Garibaldi et de Pemberton et les basaltes de plateau du Groupe de Chilcotin définissent un couple arc/arrière-arc, lié à la subduction des plaques Juan de Fuca et Explorer sous la marge continentale. La ceinture volcanique d'Anahim (Bevier et al., 1979; Souther, 1984), qui s'étend de la côte, près de Bella Bella, vers l'est à travers le centre de la Colombie-Britannique jusqu'à la limite orientale du Domaine intermontagneux (fig. 10-1), pourrait être la trace d'un point chaud mantellique. La ceinture volcanique de Stikine, qui forme une vaste zone incurvée traversant le nord-ouest de la Colombie-Britannique et le sud du Yukon (fig. 10-1), est interprétée comme étant une zone de distension apparue en réponse au cisaillement causé par

le coulissage à la frontière entre le continent et la croûte pacifique. La ceinture volcanique de Wrangell (Souther, 1977), qui s'étend de l'Alaska au sud-est du Yukon, serait un arc continental lié à la convergence de la plaque pacifique et de la partie nord de la plaque nord-américaine.

En dehors des cinq principales ceintures volcano-tectoniques, l'activité volcanique s'est limitée pendant le Néogène à l'éruption de petits centres basaltiques dans les régions de Clearwater-Quesnel et de McConnell Creek, près de la suture située sur la bordure orientale de la Quesnellie, et à l'éruption des roches volcaniques basaltiques à rhyolitiques et des roches hypabyssales de la ceinture d'Alert Bay, laquelle coïncide possiblement avec la frontière entre les plaques Explorer et Juan de Fuca.

Roches volcaniques d'arc liées aux complexes de subduction du sud de la Colombie-Britannique

Au moins quatre éléments volcaniques sont associés à la limite de plaques convergentes, située entre le système des plaques Juan de Fuca et Explorer d'une part et la marge continentale d'autre part. Les fronts volcaniques calco-alcalins des ceintures volcaniques de Pemberton et de Garibaldi et les laves alcalines du Groupe de Chilcotin forment un couple arc/arrière-arc qui a persisté pendant l'ensemble du Néogène et du Quaternaire (fig. 10-5). On estime que dans les îles de la Reine-Charlotte, les volcanites de Masset auraient été une manifestation précoce de ce même complexe de subduction et que dans l'île de Vancouver, la ceinture volcanique d'Alert Bay serait probablement une zone de volcanisme basaltique et felsique associé à la marge de la plaque subduite Juan de Fuca-Explorer.

Ceinture volcanique de Pemberton

Le sud de la ceinture volcanique de Pemberton (Souther, 1975, 1977; Berman et Armstrong, 1980) est défini d'après un groupe de plutons épizonaux et d'après quelques lambeaux d'érosion constitués de roches éruptives, qui suivent une zone linéaire de direction ouest-nord-ouest, comprise entre le Batholite de Chilliwack et le stock de Salal Creek (fig. 10-1). Les complexes de Mount Silverthrone et de Franklin Glacier, dans la région centrale de la chaîne Côtière, et la Formation de Masset, dans les îles de la Reine-Charlotte, bien que largement séparés les uns des autres, sont d'âge similaire et d'affinité calco-alcaline et correspondent sans doute à l'extrémité nord du volcanisme d'arc de Pemberton, associé à la subduction de la plaque Farallon.

Le Batholite de Mount Barr (Richards, 1971) est le massif intrusif le plus récent (21 à 16 Ma) parmi un groupe de stocks et batholites épizonaux du Tertiaire moyen à tardif qui recoupent le système de failles Fraser-Straight Creek dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique et le nord de l'État de Washington. Parmi les autres massifs appartenant à ce groupe, on peut mentionner le Stock de Silver Creek (35 Ma) et le Batholite de Chilliwack (29 à 26 Ma). La gamme d'âges suggère que des épisodes d'activité magmatique se sont manifestés pendant tout le Tertiaire tardif et se sont terminés par la mise en place du Batholite de Mount Barr au Miocène précoce.

Le Batholite de Mount Barr est approximativement circulaire, a environ 16 km de diamètre et comprend quatre phases intrusives dont la composition varie de la tonalite à la monzonite quartzique. La phase la plus ancienne, la phase de Conway, est représentée par une tonalite à grain moyen concentrée dans des secteurs distincts sur la marge du batholite. La granodiorite porphyrique à hornblende et plagioclase de la phase de Mount Barr constitue le corps du batholite; deux phases plus jeunes, l'une composée de monzonite quartzique (stocks leucocrates), l'autre de tonalite à grain fin (phase de Wahleach Lake), recoupent la partie centrale de celui-ci. Les contacts entre les phases sont habituellement progressifs, ce qui suggère la mise en place d'intrusions en succession rapide, alors que plusieurs des phases étaient encore chaudes et peut-être même plastiques. Les phases de Conway et de Mount Barr, plus anciennes, contiennent des séquences stratifiées (probablement des cumulats) qui suggèrent l'existence d'une structure de type filon-couche. Les stocks plus jeunes se caractérisent par des textures granophyriques et par des cavités miarolitiques, qui indiquent une mise en place dans un milieu épizonal. La mise en place des phases du Batholite de Mount Barr semble correspondre à des arrivées successives de magma soumis à une cristallisation fractionnée dans une chambre magmatique profonde.

Le Complexe de Coquihalla (Berman, 1981; Berman et Armstrong, 1980) couvre une superficie d'environ 30 km^2 près de Hope en Colombie-Britannique (fig. 10-6). Il se compose de roches calco-alcalines, extrusives et intrusives, de composition felsique à intermédiaire, en particulier de dépôts pyroclastiques rhyolitiques, de dômes, dykes et filons-couches andésitiques et dacitiques, et d'un stock central de diorite et de diorite quartzique. Un âge moyen de 21,4 ± 0,7 Ma a été obtenu à partir de trois datations K/Ar, ce qui concorde avec une isochrone Rb/Sr (22,3 ± 4 Ma) basée sur l'analyse sur roche totale de sept échantillons couvrant toute la gamme de compositions de la suite. Ce complexe repose en discordance sur les roches du Pluton d'Eagle (Crétacé moyen) et sur les roches du Groupe de Pasayten (Crétacé inférieur).

L'assemblage pyroclastique inférieur du Complexe de Coquihalla comprend un tuf rhyolitique, ainsi que des coulées de cendres et des brèches, dont l'épaisseur totale est d'environ 1 600 m. La succession pyroclastique est recouverte et également traversée par de nombreux dômes, dykes et filons-couches andésitiques à dacitiques, tous recoupés par un stock de diorite et de diorite quartzique qui constitue le coeur du mont Coquihalla. Ce stock a un grain plus grossier que les autres intrusions andésitiques du complexe, suggérant qu'il a cristallisé plus tard, sous une accumulation plus épaisse de roches pyroclastiques.

Les roches volcaniques du Complexe de Coquihalla sont souvent séparées des roches environnantes par des failles auxquelles sont associées des brèches d'avalanche monolithiques, d'aspect caractéristique. Les brèches, localement recoupées par des dykes andésitiques, contiennent des clastes de granodiorite du Pluton d'Eagle ou de sédiments du Groupe de Pasayten, dont la taille maximale peut atteindre 2 m, qui sont anguleux et mal triés et contenus dans une matrice de clastes plus petits. Les brèches sont sans doute le produit d'avalanches importantes issues des blocs faillés soulevés qui délimitent le complexe. Localement, les coulées de cendres du Complexe de Coquihalla reposent en discordance sur les roches du

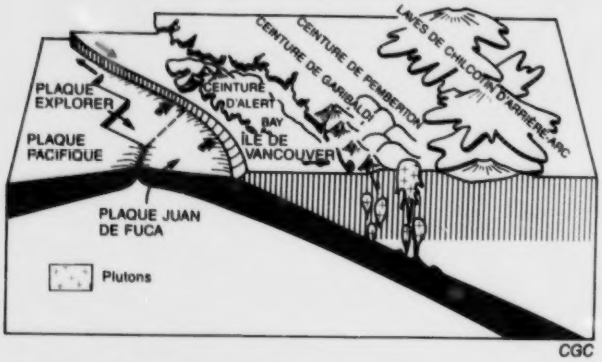


Figure 10-5. Représentation schématique de la relation existant entre les ceintures volcaniques de Pemberton, de Garibaldi et d'Albert Bay et les laves d'arrière-arc de Chilcotin d'une part, et la géométrie des plaques extracôtières d'autre part.

Groupe de Pasayten en dehors des failles limitrophes. Ces relations de recouvrement suggèrent que le Complexe de Coquihalla s'est déposé dans un bassin en subsidence. Cette subsidence a sans doute été très rapide et contemporaine de la formation de failles, du basculement de la discordance basale et du volcanisme dont les produits ont comblé le bassin. Vers la fin du cycle volcanique, les produits pyroclastiques se sont accumulés à une vitesse supérieure à la vitesse de subsidence du bassin et des coulées tardives de cendres se sont déversées sur les roches du Groupe de Pasayten de façon à les recouvrir en discordance.

Le Pluton de Salal Creek (Stephens, 1972) est un massif granitique épizonal qui affleure sur environ 40 km^2. Il se trouve près de l'édifice volcanique plus récent du mont Meager, où convergent la ceinture volcanique de Pemberton et la ceinture volcanique plus jeune de Garibaldi. Le pluton traverse les roches métamorphiques du Domaine côtier et sa surface profondément disséquée est localement recouverte par des lambeaux d'érosion constitués des roches volcaniques du Groupe de Garibaldi (planche 23). Vu en plan, ce massif a une forme elliptique et un grand axe nord-est; il présente des contacts discordants francs avec les roches foliées plus anciennes.

Les roches du Pluton de Salal Creek ont une composition variant de la granodiorite au granite, mais la majorité des échantillons recueillis se composent de monzonite quartzique. Ce massif montre une zonation texturale excentrique et grossière, qui marque le passage d'une phase marginale à grain grossier, riche en biotite, à une phase intermédiaire à cristaux de taille moyenne, pauvre en biotite, puis à une phase centrale à grain fin et leucocrate contenant moins de 1 % de biotite. En outre, un porphyre quartzo-feldspathique forme de petites masses allongées et des lentilles, qui représentent une transition avec les autres phases, et apparaît également sous forme de dykes recoupants. La zonation interne résulte de la cristallisation fractionnée et des variations de pression produites par l'assimilation magmatique graduelle pendant la mise en place des intrusions.

Des dykes siliceux comagmatiques, d'importants réseaux de diaclases et les zones de cisaillement principales suivent une direction générale nord-est, parallèle au grand axe du corps magmatique. Leur orientation a été contrôlée par un axe de soulèvement de direction générale nord-est qui a accompagné la mise en place et la cristallisation du pluton. Des dykes de basalte plus récents, postérieurs au Pliocène, ont une orientation plus rapprochée du nord, parallèle à la direction régionale des centres volcaniques du Groupe de Garibaldi.

Complexe de Franklin Glacier

Le Complexe de Franklin Glacier (McKnight, 1965; Ney, 1968) forme une région elliptique de direction générale nord-ouest, d'environ 20 km de long et 6 km de large, dont le relief dépasse localement 2 000 m. Dans cette région, les roches métamorphiques et granitiques du Complexe plutonique côtier, qui s'échelonnent du Mésozoïque au Tertiaire précoce sont fracturées et ont subi une altération hydrothermale; elles sont recoupées par des essaims de dykes et par des plutons mis en place à faible profondeur, composés de porphyre à biotite et quartz, de porphyre à biotite, quartz et feldspath et de monzonite quartzique. Il semble qu'au moins une partie des phases intrusives récentes aient été les filons nourriciers d'une succession susjacente de roches éruptives comprenant principalement une brèche dacitique, des coulées dacitiques mineures et quelques lambeaux d'andésite à hornblende au sommet de la succession. La brèche contient des clastes de dacite porphyrique et de roches du socle pouvant atteindre un mètre de diamètre. Les deux types de clastes sont anguleux à subanguleux et disposés au hasard dans une matrice graveleuse de débris rocheux broyés. L'absence de ponce, de blocs vitreux ou de bombes dans ces brèches suggère qu'elles pourraient avoir une origine épiclastique et s'être formées pendant l'effondrement et le comblement d'une structure de subsidence en forme de chaudron.

Une monzonite quartzique à grain moyen constitue le plus vaste des plutons hypovolcaniques du Complexe de Franklin Glacier. Une datation radiométrique K/Ar (sur biotite) a indiqué un âge de 6,8 ± 0,2 Ma, soit un âge légèrement plus jeune que celui du Pluton de Salal Creek (7,9 Ma, 8,1 Ma; Wanless et al., 1978) et que celui du stock de Fall Creek adjacent (10,1 Ma; Stevens et al., 1982). Les deux derniers corps granitiques sont recouverts en discordance par des roches volcaniques du Pliocène supérieur-Holocène, près du mont Meager (Read, 1977; Lawrence et al., 1984), et sont considérés comme étant des plutons mis en place à faible profondeur, peut-être hypovolcaniques, appartenant à la ceinture volcanique de Pemberton, qui est plus ancienne que la ceinture de Garibaldi (Souther, 1975). Un dyke de dacite porphyrique, qui recoupe la monzonite quartzique de Franklin Glacier, a été daté par la méthode K/Ar (sur biotite) de 3,9 ± 0,1 Ma, et un dôme ou une coulée composés de dacite à grain fin ont été datés par la même méthode de 2,2 ± 0,1 Ma. Ces âges ne sont que légèrement plus vieux que ceux des roches basales du Complexe de Meager Mountain (1,9 Ma). Ainsi, le Complexe de Franklin Glacier, comme les complexes de Meager Mountain et de Salal, semble être le produit de deux épisodes thermiques distincts - le premier s'échelonnant de 6 à 8 Ma et le second de 2 à 3 Ma.

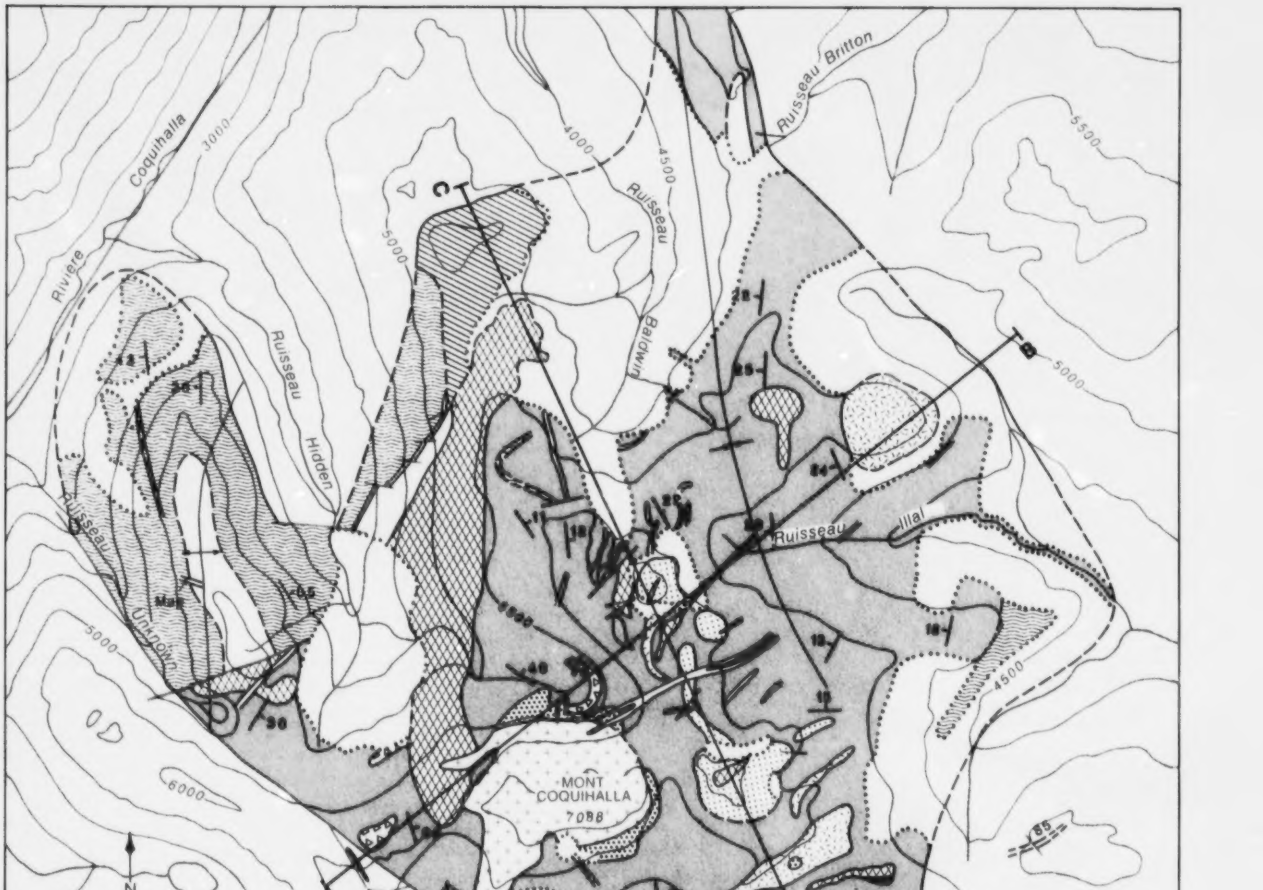


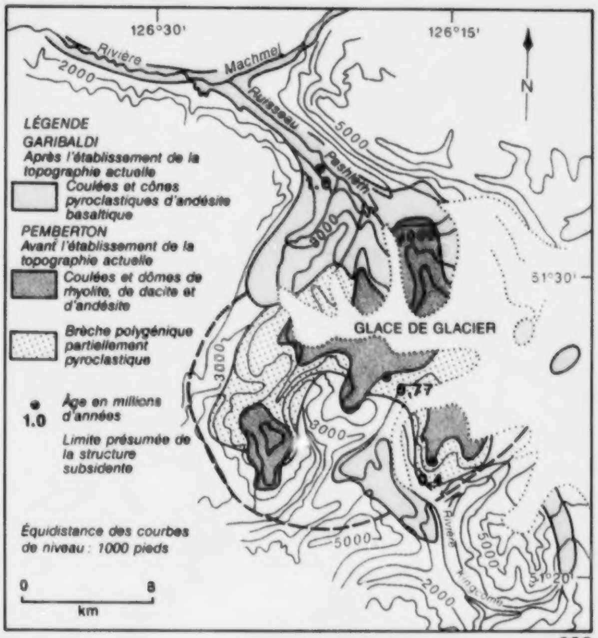
Figure 10-6. Carte schématique et coupes stratigraphiques du Complexe de Coquihalla.

Complexe de Mount Silverthrone

Le Complexe de Mount Silverthrone (Green et al., 1988) se trouve à environ 55 km à l'ouest-nord-ouest du Complexe de Franklin Glacier. Entre les deux complexes, plusieurs petits lambeaux de laves andésitiques et rhyolitiques coiffent les sommets des crêtes et occupent les vallées. Bien que profondément disséqué et tout aussi accidenté que le Complexe de Franklin Glacier, le Complexe de Silverthrone, approximativement circulaire, se compose principalement de roches éruptives (fig. 10-7). Un grand nombre des produits volcaniques sont postérieurs à l'établissement de la topographie actuelle et visiblement plus récents que ceux associés au Complexe de Franklin Glacier.

L'unité la plus basse est une brèche contenant des clastes anguleux à subanguleux, composés de roches granitiques, métamorphiques et volcaniques présentes dans une matrice dense et bien indurée de débris rocheux finement broyés. Localement, des échardes de verre soudées donnent à la matrice une texture fluidale et eutaxitique (rubanée). La brèche affleure sur une hauteur pouvant atteindre 1 200 m au-dessus du fond des vallées et les contacts avec les roches cristallines plus anciennes des sommets adjacents sont fortement inclinés, ce qui suggère l'existence d'une structure hypovolcanique limitée par des failles. La brèche est recouverte par d'épaisse coulées lenticulaires de rhyolite, de dacite et d'andésite dont l'épaisseur combinée est d'environ 900 m. Un verre rhyolitique situé à environ 100 m au-dessus du sommet de la brèche basale, le long de la coupe stratigraphique, et une épaisse coulée d'andésite recouvrant la rhyolite dans la partie centrale du complexe ont été datés par la méthode K/Ar sur roche totale de 0,75 ± 0,08 Ma et 0,40 ± 0,10 Ma respectivement. Ces deux datations concordent avec le degré de dissection de la topographie.

Les premières coulées et les brèches sous-jacentes ont été profondément érodées et une grande partie de la topographie actuelle était déjà établie avant la dernière éruption des laves d'andésite basaltique issues de nombreux centres volcaniques qui entourent le complexe. Des vestiges de cônes pyroclastiques qui s'étaient édifiés pendant le dernier épisode d'activité émergent de la glace de glacier qui recouvre la moitié est du complexe. Des coulées distales s'étendent au sud jusqu'aux sources de la rivière Kingcome; au nord, elles suivent le ruisseau Pashleth jusqu'à la vallée de la rivière Machmell. Ces dernières coulées affleurent de façon continue sur plus de 25 km de distance et leur altitude passe progressivement de 2 000 m à moins de 100 m. Elles reposent sur plusieurs mètres de brèche tufacée et de gravier fluviatile non consolidés, à stratification oblique. La coulée d'andésite basaltique qui occupe les vallées du ruisseau Pasleth et de la rivière Machmell a été datée par la méthode K/Ar de 0,95 ± 0,2 Ma. Les laves pourraient être beaucoup plus récentes que ne l'indique la datation K/Ar, parce que le torrent alimenté par le glacier commence seulement à se frayer un lit sur le bord de la coulée. Des inclusions et phénocristaux provenant du socle granitique sous-jacent d'âge mésozoïque sont largement répandus dans les laves et leur incorporation pourrait être la raison pour laquelle l'âge obtenu est sans doute erroné.



CGC

Figure 10-7. Carte schématique du Complexe de Mount Silverthrone montrant une phase profondément disséquée (ceinture de Pemberton) sur laquelle reposent les roches éruptives plus récentes du Groupe de Garibaldi.

Formation de Masset

Des coulées, roches pyroclastiques et intrusions apparentées de composition basaltique et rhyolitique, appartenant à la Formation de Masset, affleurent dans les îles Graham et Moresby (fig. 10-8); un basalte, sans doute corrélatif de la partie inférieure de la Formation de Masset, a été rencontré dans des sondages effectués dans le sud du détroit d'Hecate et dans le bassin Queen Charlotte. La Formation de Masset repose en discordance sur la Formation de Karmutsen et sur des formations plus jeunes; elle est recouverte en discordance par la Formation de Skonun du Néogène et également interstratifiée localement avec celle-ci. Des datations K/Ar s'échelonnant de 63 à 11 Ma ont été obtenues dans les îles de la Reine-Charlotte et de 57 à moins de 10 Ma en subsurface, à l'intérieur du bassin Queen Charlotte.

Sutherland Brown (1968) a reconnu trois faciès distincts : le Faciès de Tartu, qui couvre la majeure partie de l'île Graham au nord de la baie Rennell, contient des coulées de basalte microporphyrique à aphanitique, généralement prismées, et associées à des brèches pyroclastiques et à des brèches de sommet de coulée oxydées. Une plus faible proportion du Faciès de Tartu se compose de coulées et dômes de rhyolite sodique, souvent caractérisés par une texture bariolée et par des vésicules irrégulières qui sont soit ouvertes, soit partiellement remplies par de la calcédoine et par des zéolites. La majeure partie de la rhyolite est porphyrique et contient des phénocristaux de feldspath, de pyroxène et rarement de quartz, dans une pâte aphanitique à vitreuse. Des coulées de cendres soudées

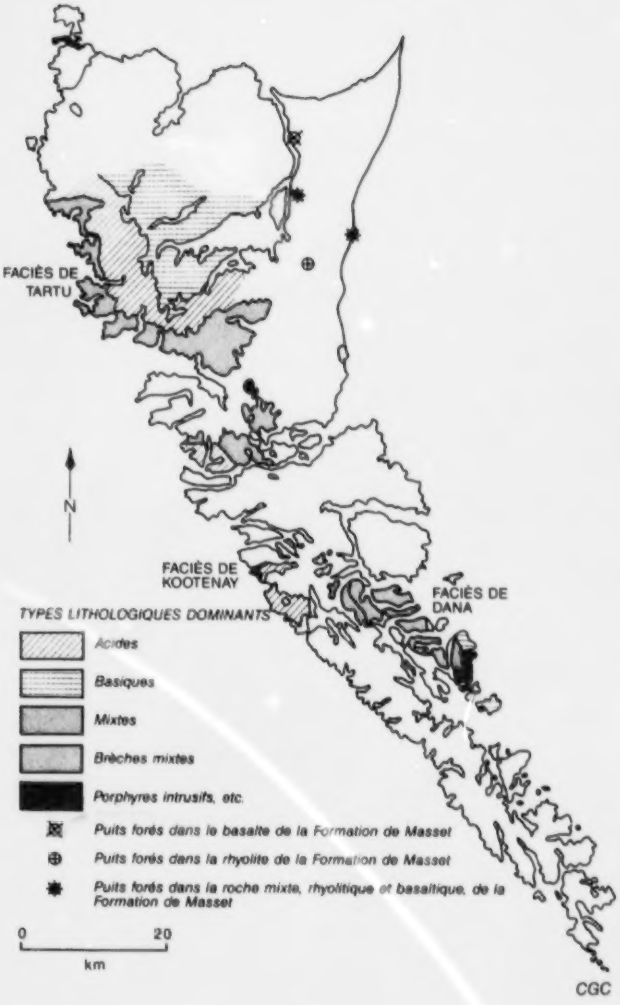


Figure 10-8. Carte des îles de la Reine-Charlotte montrant les trois faciès de la Formation de Masset (d'après Sutherland Brown, 1968).

caractérisées par une texture eutaxitique prononcée et des tufs de retombées à lapilli constituent des éléments mineurs du Faciès de Tartu. Le stratotype à proximité de l'inlet Tartu contient trois membres : 1. un membre inférieur comprenant 1 800 à 2 000 m d'un mélange de brèches et de coulées basaltiques et d'ignimbrites rhyolitiques; 2. un membre intermédiaire constitué d'unités très épaisses (30 à 120 m) d'ignimbrites rhyolitiques et d'un peu de basalte prismé; et 3. une succession supérieure de plus de 1 500 m d'épaisseur, composée de coulées de basalte prismées, associées à quelques pyroclastites basaltiques et rhyolitiques.

Le Faciès de Kootenay, qui affleure sur la côte ouest et à proximité de l'inlet Dawson, contient des brèches rhyolitiques tufacées, des coulées de cendres soudées et une rhyolite sphérulitique massive. Les roches pyroclastiques constituent des couches de 5 à 120 m d'épaisseur. Elles sont typiquement eutaxitiques et renferment des fragments lithiques et des fragments de ponce syngénétiques, aplatis, dont la taille varie de 5 à 8 cm. Certaines coulées contiennent des clastes accidentels de basalte. Une rhyolite aphanitique associée, à foliation subhorizontale, est souvent sphérulitique et peut contenir jusqu'à 50 % de vacuoles drusiques. Ces unités font progressivement place à des coulées de cendres soudées et peuvent elles-mêmes constituer des unités pyroclastiques fortement soudées qui se sont agglomérées et suffisamment recristallisées pour que leur texture vitroclastique originelle soit dissimulée. Le stratotype du Faciès de Kootenay est entièrement constitué de rhyolite sodique formant des coulées à joints prismatiques grossiers, de brèches tufacées et de coulées de cendres soudées, d'épaisseur variable, contenant des fragments de dimensions diverses. Ces roches passent latéralement à une rhyolite sphérulitique et sont localement interstratifiées avec des coulées de basalte prismées.

Le Faciès de Dana, sur la côte orientale de l'île Moresby, a une épaisseur d'au moins 1 500 m. Il se compose principalement de brèche tufacée contenant des clastes de rhyolite et de basalte. Les unités ont typiquement une granulométrie fine et ne sont pas stratifiées, bien que certaines présentent un certain degré de granoclassement. Le tri est généralement médiocre; des blocs anguleux de 30 cm à 6,5 m sont suspendus au hasard dans une matrice de clastes de la dimension de lapilli. Les séquences granoclassées présentent des indices de remaniement et certaines renferment des fragments ligneux carbonisés, ce qui semble indiquer une sédimentation dans un milieu fluviolacustre ou lagunaire.

Les roches éruptives du Faciès de Dana sont recoupées par de nombreux dykes et filons-couches de rhyolite porphyrique à feldspath. Ailleurs, la Formation de Masset contient des roches hypabyssales intrusives composées de gabbro et de diabase, de même que de porphyre feldspathique felsique. Il est possible que celles-ci aient occupé des orifices, ou des chambres magmatiques supérieures, présentant la forme de culots, dykes et filons-couches à l'intérieur de la succession volcanique qui traverse les roches plus anciennes au-dessous de l'empilement de Masset.

Le complexe de Masset est chimiquement bimodal et contient en proportions approximativement égales une rhyolite sodique subalcaline et un basalte hyperalumineux semblable aux basaltes des dorsales médio-océaniques (Sutherland Brown, 1968; T.S. Hamilton, communication personnelle, 1985). Les roches intermédiaires sont rares et, du moins dans la brèche tufacée de Dana, semblent avoir été formées par le mélange des deux types lithologiques fondamentaux. Sutherland Brown (1968) considère que le basalte provient du manteau supérieur légèrement modifié par contamination et par cristallisation fractionnée, et suggère que les rhyolites sont peut-être des produits de fusion précoce, qui ont été remobilisés à partir de plutons anciens profondément enfouis dans la Wrangellie. Selon Yorath et Chase (1981), le volcanisme de Masset aurait eu pour origine l'amorce du rifting survenu dans le bassin Queen Charlotte et aurait migré vers le nord-ouest, suivant d'abord le système de failles de Louscoone Inlet-Sandspit et plus tard la faille de Rennell Sound. Un modèle thermique et de subsidence appuie cette hypothèse (Yorath et Hyndman, 1983). Des données

chimiques non publiées indiquent que les roches felsiques, comme ailleurs dans la ceinture de Pemberton, sont calco-alcalines, tandis que la suite basique montre des affinités avec les basaltes de dorsale médio-océanique (T.S. Hamilton, communication personnelle, 1985). Ce caractère bimodal et l'affinité avec des basaltes de dorsale médio-océanique suggèrent que l'activité volcanique qui a engendré la Formation de Masset a peut-être débuté à l'endroit où la dorsale d'expansion entre la plaque pacifique et la plaque Farallon intersectait le continent.

Ceinture volcanique d'Alert Bay

La ceinture volcanique d'Alert Bay (Armstrong et al., 1985) s'étend de la péninsule de Brooks vers le nord-est, en traversant l'île de Vancouver, jusqu'à Port McNeil (fig. 10-1, 10-5). Elle englobe plusieurs vestiges isolés des empilements volcaniques du Néogène tardif et des intrusions apparentées, qui présentent des compositions variant du basalte à la rhyolite et dont l'âge varie d'environ 8 Ma, à l'ouest, à environ 3,5 Ma, au centre et à l'est. Dans la péninsule de Brooks, une argilite fortement déformée appartenant au Complexe de Pacific Rim est recoupée par des dykes de basalte porphyrique à plagioclase à grain grossier dont la datation K/Ar (sur feldspath) a indiqué un âge d'environ 8 Ma. Plus à l'est, dans la partie centrale de l'île de Vancouver, des dykes et filons-couches de basalte et de dacite traversent le grès du Groupe de Nanaimo du Crétacé. Le plus important vestige de la ceinture subsiste à Twin Peaks, où des surfaces situées à plus de 700 m d'altitude dans un secteur d'environ 4 km par 8 km sont constituées de coulées de basalte prismées, de brèches tufacées de composition basaltique, et de conglomérat volcanique contenant des clastes de basalte vésiculaire et à phénocristaux de feldspath. Ces dépôts subhorizontaux suggèrent la présence d'un édifice volcanique assez vaste pour favoriser la formation d'un réseau hydrographique capable de produire des dépôts grossiers, fluviatiles et de type lahar. L'extrémité orientale de la ceinture volcanique d'Alert Bay est définie par un groupe de lambeaux d'érosion près de Port McNeil. Ceux-ci se composent de coulées basaltiques à cristaux feldspathiques grossiers, de brèches tufacées, de conglomérat volcanique et de roches plus felsiques. Ces dernières comprennent une dacite massive de couleur claire, qui a été exploitée dans une carrière de l'île Haddington comme pierre de construction. Des filons-couches et dykes de dacite et de rhyolite microporphyrique moins abondante sont associés aux lambeaux de Twin Peaks et de Port McNeil.

La composition en éléments majeurs des roches volcaniques et hypabyssales de la ceinture d'Alert Bay suggère l'existence de deux suites distinctes de basalte-andésite-dacite-rhyolite montrant des tendances divergentes au cours de la cristallisation fractionnée. La première coïncide avec la tendance calco-alcaline typique de la suite des Cascades, tandis que la seconde est plus alcaline et plus enrichie en Fe; elle suit une tendance analogue à celle de la suite de Mull dans les Hébrides, chevauchant la limite des champs tholéiitique et calco-alcalin.

L'extrémité occidentale de la ceinture volcanique d'Alert Bay se situe maintenant à environ 80 km au nord-est de la zone de failles de Nootka qui sépare les plaques Explorer et Juan de Fuca. Cependant, il est possible qu'au moment de sa formation, la ceinture volcanique ait coïncidé avec la bordure de la plaque subduite, entre les plaques Juan de Fuca et Explorer. Également, l'époque du volcanisme correspond à des changements au niveau du mouvement des plaques et à des déplacements du foyer d'activité volcanique sur les fronts volcaniques de Pemberton et de Garibaldi. Ce bref intervalle d'ajustement du mouvement des plaques, survenu il y a environ 3,5 Ma, a peut-être déclenché la formation d'un magma basaltique sur la bordure de la plaque plongeante. Ces magmas dérivés du manteau semblent avoir subi une légère contamination par la croûte et une cristallisation fractionnée à faible profondeur selon des modes divergents, d'où la variété des lithologies observées.

Ceinture volcanique de Garibaldi

La ceinture volcanique de Garibaldi (Mathews, 1958; Souther, 1977) est un prolongement septentrional de la ceinture volcanique des Cascades dans l'ouest des États-Unis (fig. 10-1). Elle est décalée vers l'ouest par rapport à l'axe principal de la ceinture des Cascades et se compose d'un assemblage d'au moins trois segments en échelon, de direction générale nord, appelés dans le présent ouvrage segments sud, central et nord. La ceinture volcanique de Garibaldi intersecte la ceinture volcanique de Pemberton, plus ancienne, selon un angle faible, près du mont Meager (Complexe de Meager Mountain) où les laves du Groupe de Garibaldi reposent sur les lambeaux soulevés et fortement érodés des plutons hypovolcaniques de la ceinture volcanique de Pemberton (voir Stock de Salal Creek, planche 24). Au nord du mont Meager, les ceintures volcaniques de Garibaldi et de Pemberton semblent fusionner en une seule ceinture; le mont Silverthrone (Complexe de Mount Silverthrone), plus loin au nord-ouest, a été épisodiquement actif pendant les phases de volcanisme de Pemberton et de Garibaldi.

Segment sud

Les principaux volcans du segment sud de la ceinture volcanique de Garibaldi sont le mont Garibaldi, le mont Price et le volcan Black Tusk (fig. 10-9). Ce dernier, le plus ancien du segment sud, est un stratovolcan formé durant deux phases distinctes d'activité magmatique. L'éruption initiale qui a produit des coulées de dacite à hornblende et un peu d'ignimbrites, entre 1,1 Ma et 1,3 Ma, a édifié un cône composite qui a été profondément érodé avant le début de la seconde phase. Pendant cette seconde phase, les restes du cône ancien ont été ensevelis sous des coulées d'andésite à hypersthène et des brèches pyroclastiques entre 0,17 et 0,21 Ma. À son point culminant, le volcanisme de Black Tusk s'est manifesté par l'extrusion d'un dôme fongiforme près du sommet du cône de la seconde phase.

Le mont Garibaldi est un cône péléen composite modérément disséqué, édifié durant les stades terminaux de la dernière grande glaciation (Mathews, 1952, 1958; Green, 1981). Il recouvre des lambeaux d'érosion d'un assemblage plus ancien, celui de Round Mountain, composé de brèches andésitiques, d'un conglomérat polygénique, et de quelques coulées et lahars de dacite et de basalte occupant les vallées préglaciaires au-dessous de la partie ouest de l'édifice du mont Garibaldi. Des brèches similaires situées au sud du mont Garibaldi affleurent sur la crête Paul et forment la majeure partie du mont Round, qui est

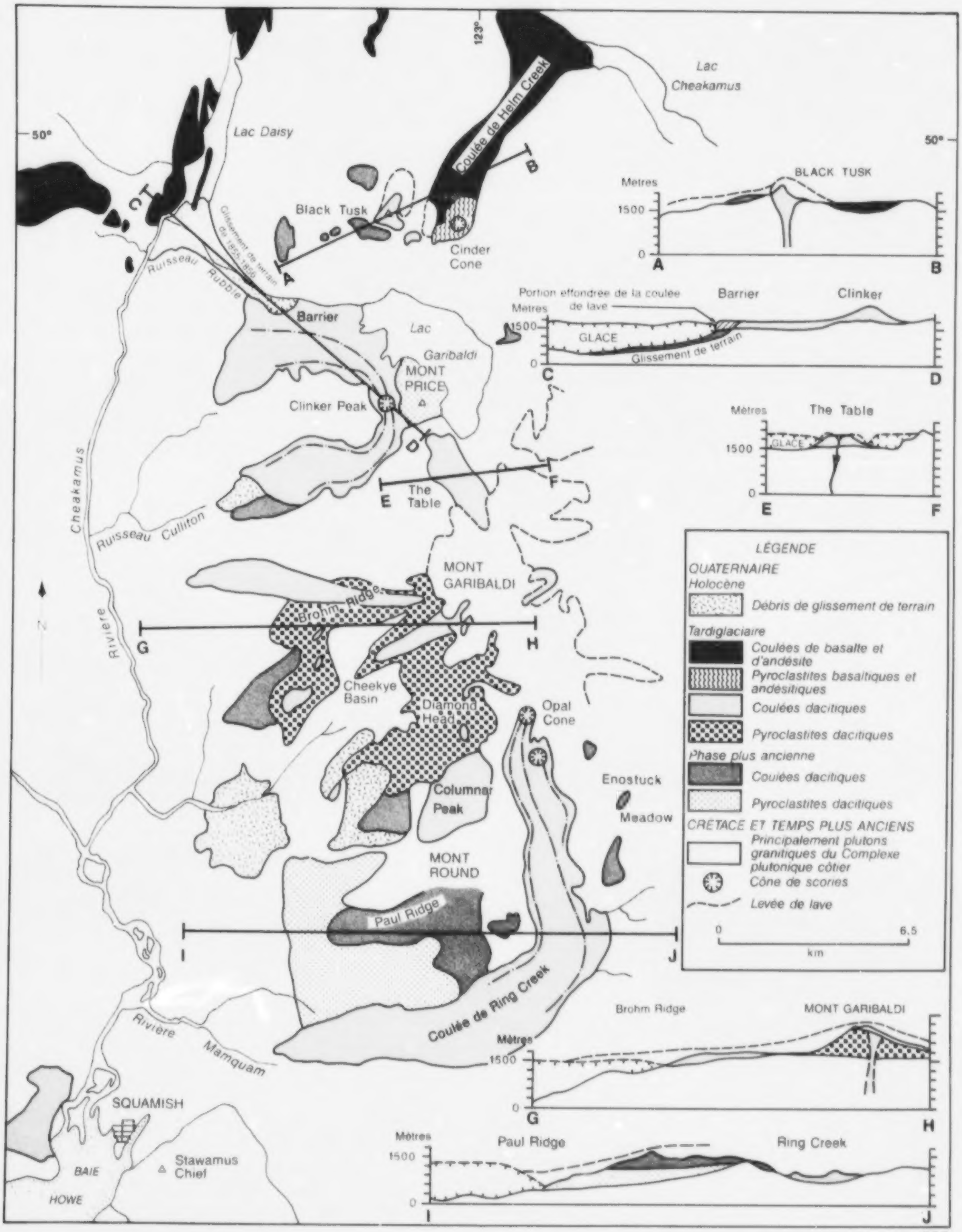


Figure 10-9. Carte montrant les principaux volcans de la partie centrale de la ceinture de Garibaldi.

sans doute l'un de plusieurs centres éruptifs plus anciens que le mont Garibaldi. Toutes les laves du mont Round, comme celles de l'édifice volcanique sus-jacent de Garibaldi, présentent une magnétisation de polarité normale et sont probablement contemporaines de la zone de polarité normale de Brunhes (± 0,75 Ma).

L'édifice volcanique du mont Garibaldi est apparu au cours d'au moins trois phases principales d'activité, et l'édification du cône central a été accompagnée d'éruptions latérales épisodiques. L'étape initiale, le Stade de Cheekye (environ 20 Ma), a commencé après une considérable dégradation de l'empilement volcanique du mont Round, alors que la surface de la glace se trouvait à ± 1 340 m audessus du niveau de la mer. L'éruption de dacite à partir de cheminées proches de l'extrémité est de la crête Brohm a créé des dômes coalescents à versants raides, bordés par des brèches tufacées et par des coulées de laves qui ont formé un large cône composite. Une période d'accalmie a ensuite eu lieu, pendant laquelle les flancs du cône ont été ravinés par un réseau d'écoulement radial. La seconde étape d'activité, le Stade d'Atwell, a commencé alors que les glaces remplissaient encore les vallées environnantes, mais après le pléniglaciaire du Wisconsinien. Une aiguille centrale de dacite s'est formée pendant une éruption de type péléen, près du sommet actuel du mont Garibaldi, et des avalanches successives de débris dacitiques chauds se sont répandues selon une configuration radiale sur les flancs du cône en formation. Localement, le bord distal de l'empilement pyroclastique reposait sur de la glace de glacier, et un grès volcanique à stratification oblique s'est déposé dans les mares de fonte en bordure des glaces. La troisième étape d'activité, le Stade de Dalton, a commencé dès que l'inlandsis a amorcé son retrait final. À mesure que les glaces qui la soutenaient ont fondu, la partie ouest du cône pyroclastique a commencé à s'effondrer, provoquant ainsi des glissements de terrain et des coulées de boue qui ont gagné la vallée de la Cheekye et formé d'épais dépôts de fanglomérat. Les laves dacitiques du Stade de Dalton se sont écoulées en suivant l'une des principales niches d'arrachement des glissements de terrain. La coulée elle-même ayant été partiellement détruite par un sapement plus poussé de la brèche tufacée sous-jacente, cette éruption finale issue du sommet du mont Garibaldi s'est sans doute produite peu après le retrait des glaces. Sur la crête Brohm, les cendres de Mazama indiquent que l'inlandsis avait disparu il y a plus de 6 670 ans.

Les cheminées satellites à proximité des flancs du mont Garibaldi ont émis des laves avant et après le retrait des glaces. Le mont The Table (Mathews, 1951), sur le versant nord du mont Garibaldi, est un tuya à versants raides et au sommet plat, formé par l'accumulation de coulées d'andésite à hornblende qui se sont déversées dans la glace de glacier et ont été retenues dans une cheminée verticale produite par la fonte de cette glace. À l'époque de l'éruption, la surface de la glace atteignait sans doute au moins l'altitude du sommet du mont The Table, qui est de 2 020 m. Une accumulation sous-glaciaire plus petite mais similaire et composée d'andésite basaltique à hornblende forme un amas à versants raides à Enostuck Meadow sur le flanc sud-est du mont Garibaldi. L'éruption postglaciaire du mont Opal Cone, sur le flanc sud du mont Garibaldi, a marqué l'épisode final du volcanisme de Garibaldi. L'émission massive de dacite par la cheminée volcanique présente à la partie inférieure du flanc sud du mont Garibaldi a formé la coulée de Ring Creek, qui atteint parfois 2 km de large et s'étend sur plus de 17 km entre son point d'origine et la vallée de la Mamquam. Le mont Opal Cone, un assemblage de trois crêtes annulaires emboîtées, a probablement été construit par des éruptions explosives issues de la cheminée volcanique pendant les dernières phases d'activité.

Le mont Price, stratovolcan bien plus petit que le mont Garibaldi, s'est formé durant trois périodes d'activité distinctes (Green, 1981). Les éruptions initiales ont créé un petit stratovolcan constitué de coulées d'andésite à hornblende et de matériaux pyroclastiques interstratifiés qui reposent sur des dépôts glaciaires et qui, ayant été datés par la méthode K/Ar d'environ 1,2 Ma, sont approximativement contemporains du stade initial d'activité de Black Tusk. Après une période d'accalmie et d'érosion, le foyer d'activité volcanique s'est déplacé vers l'ouest et le cône symétrique actuel du mont Price s'est formé sur l'édifice plus ancien, qu'il a partiellement enseveli. Au plus fort de son activité, le second stade a été marqué par l'émission, au sommet du mont Price, de deux coulées andésitiques qui ont été datées par la méthode K/Ar de 0,3 ± 0,2 Ma. Durant l'étape d'activité finale, s'est constitué un anneau de lave brisé, le mont Clinker Peak, sur la bordure ouest du mont Price. Des laves d'andésite à hornblende issues de cette cheminée volcanique ont produit les coulées de Barrier et de Culliton Creek, qui sont postérieures à la disparition de l'inlandsis de la Cordillère aux altitudes élevées, mais précèdent la disparition des glaciers de la vallée de la Cheakamus. Le front suraccentué de la coulée de Barrier, formé au contact de la coulée avec les vestiges de glace de glacier, a été le lieu d'origine de nombreux glissements de terrain. Le lac Garibaldi et le Petit lac Garibaldi ont été endigués par la coulée de Barrier et sont drainés par des chenaux souterrains à la base de la coulée. On considère que les risques associés à l'effondrement éventuel de la barrière, et le déversement catastrophique du lac Garibaldi dans la région des sources du ruisseau Rubble qui en résulterait, sont assez sérieux pour que la région soit exclue de tout développement (Moore et Mathews, 1978).

Outre les grands volcans andésitiques-dacitiques centraux, le sud de la ceinture de Garibaldi comprend de nombreux vestiges de coulées de basalte et d'andésite basaltique et de roches pyroclastiques, distribués depuis le fond de la baie Howe jusque dans les vallées de la rivière Cheakamus et du ruisseau Helm. La source de la coulée de Helm Creek affleure dans la partie amont de la vallée de la Desolation, où l'activité initiale a produit un vaste accumulation annulaire de tuf (maar) et une coulée d'andésite basaltique associée datée par la méthode K/Ar de 0,11 ± 0,03 Ma (Green et al., 1988). L'éruption ultérieure de basalte à olivine a édifié un cône de scories sur la bordure orientale de l'ancienne accumulation annulaire de tuf et formé la masse principale de la coulée de Helm Creek datée par la méthode K/Ar de 0,04 ± 0,04 Ma. Le lieu d'origine des vestiges de la coulée de basalte à olivine présents dans la vallée de la Cheakamus est inconnu, mais au moins deux épisodes volcaniques distincts sont représentés. Le basalte situé au niveau stratigraphique le plus bas repose sur des roches du socle affouillées par les glaces et localement sur un sable et sur un gravier fluvioglaciaires. Les coulées ont été englacées et, là où elles sont plusieurs, sont souvent séparées les unes des autres par des couches

de till qui ont subi une cuisson. Le bois contenu dans une interstrate silteuse a été daté d'environ 34 000 ans. Cette datation se situe dans l'intervalle représenté par l'Interstade d'Olympic, période non glaciaire précédant la dernière glaciation (Glaciation de Fraser). Les coulées plus récentes de la vallée de la Cheakamus sont caractérisées par des colonnades en éventail et ont un sommet blocailleux et non englacé. En général, elles forment des crêtes anastomosées au-dessus des surfaces des anciennes coulées et se sont sans doute constituées durant les derniers stades de la Glaciation de Fraser, quand les laves ont pénétré dans des cavernes creusées par les eaux de fonte au-dessous de la glace (Mathews, 1958).

Segment central

Le segment central de la ceinture de Garibaldi (Souther, 1980) est défini par un groupe de huit volcans bordant la hauteur topographique, qui se trouve à l'est de la rivière Squamish, et par des vestiges de coulées basaltiques conservés dans la vallée de la Squamish adjacente (fig. 10-10).

Le Complexe de Mount Cayley, qui est le centre volcanique le plus vaste et de plus grande durée (3,8 à 0,31 Ma; Green et al., 1988), est un dôme volcanique multiple composé de dacite et d'un peu de rhyodacite, dont le cône originel externe constitué de matériaux pyroclastiques est entièrement érodé. Les dépôts pyroclastiques et les coulées de dacite, produits par une éruption durant le stade initial de Mount Cayley, reposent sur une surface préglaciaire accidentée, fortement inclinée vers l'ouest jusqu'à la vallée de la Squamish. Au plus fort de l'activité volcanique du stade de Mount Cayley s'est produit l'intrusion d'une aiguille dacitique centrale, après quoi le foyer du volcanisme s'est déplacé vers le sud jusqu'au centre volcanique de Vulcan's Thumb. Le stade d'activité de Vulcan's Thumb a créé un épais empilement asymétrique de coulées, de dômes et de dépôts pyroclastiques dacitiques, qui ont partiellement enseveli le flanc sud-ouest de l'édifice plus ancien du mont Cayley. Des cours d'eau dirigés vers l'ouest ont disséqué l'empilement central et produit les vallées profondément encaissées des ruisseaux Turbid et Shovelnose avant le stade final, celui de Shovelnose. Ce dernier stade d'activité a débuté par l'épanchement de laves dacitiques vers l'ouest jusque dans la vallée de la Squamish, à partir d'une cheminée volcanique située dans le cours supérieur du ruisseau Shovelnose, et atteint son apogée par l'édification de deux petits dômes ayant chacun environ 300 m de haut et un kilomètre de diamètre. Des coupoles hypovolcaniques à bordure figée affleurent dans la vallée profondément encaissée du ruisseau Turbid, où elles recoupent des roches du socle et sont associées à des fractures de direction générale nord. Des suintements d'eau chaude s'échappent de quelques-unes des fractures et la roche environnante est intensément altérée, ce qui suggère qu'un système hydrothermal actif est sans doute associé au volcan.

Le Complexe de Mount Fee est une étroite aiguille rhyodacitique de forme elliptique, d'une longueur approximative de 1 km et d'une largeur maximale de 0,25 km. La roche massive présente des diaclases espacées et forme une série de tours presque verticales qui dominent de 100 à 150 m la crête. En majeure partie, le sommet de cette crête est un neck dénudé composé de rhyodacite porphyrique intrusive, de teinte gris pâle, contenant d'abondants phénocristaux de feldspath vitreux et un peu

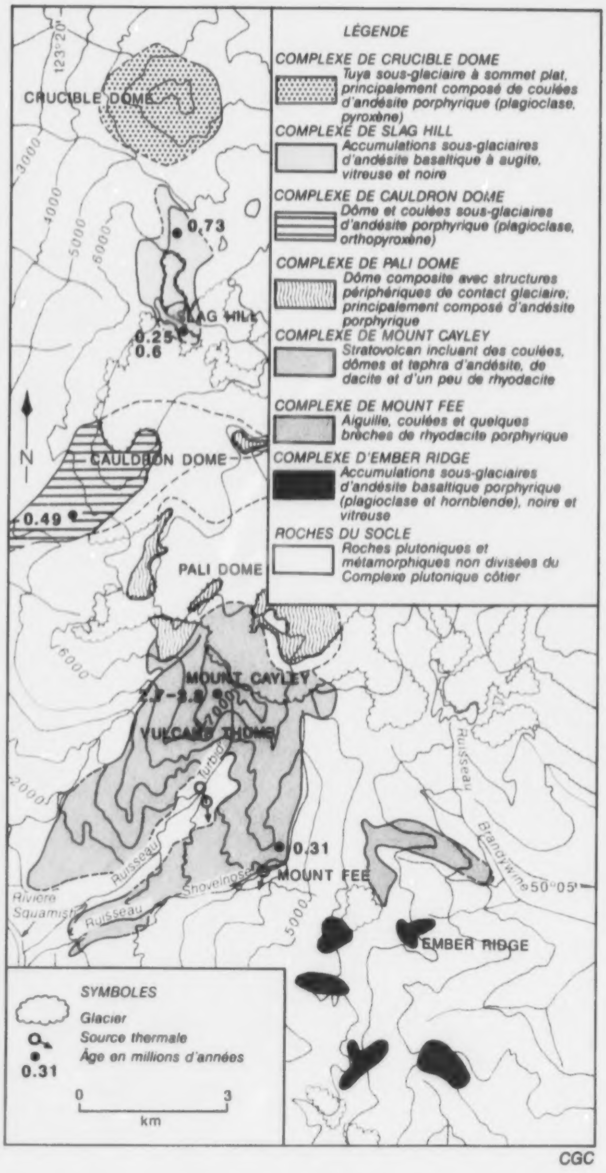


Figure 10-10. Carte montrant la distribution des complexes volcaniques situés dans le segment central de la ceinture de Garibaldi.

de biotite. Le manteau de roches pyroclastiques qui a dû le recouvrir autrefois a été enlevé par l'érosion, sauf un petit lambeau qui subsiste sur le versant ouest et le long de l'extrémité nord, où le bord du conduit est exposé en coupe transversale. Les contacts entre l'aiguille et les roches plus anciennes du Complexe plutonique côtier sont presque verticaux. Le long de ces contacts, la roche granitique encaissante a été fragmentée et broyée sur plusieurs mètres et la bordure figée de la rhyodacite adjacente (40-50 cm) est constituée de verre porphyrique granulaire. La bordure

nord exposée du conduit principal se compose d'une brèche tufacée à blocs, successivement recouverte par des colluvions anguleuses contenant des blocs de roche du socle, environ 2 m de cendres à lapilli, environ 6 m de brèche tufacée rhyodacitique peu soudée et finalement des laves rhyodacitiques prismées. Trois coulées relativement minces sont recouvertes par une coulée supérieure massive d'au moins 150 m d'épaisseur dont l'altitude diminue de plus de 1 200 m sur une distance de moins de 2 km. Les coulées recouvrent des couches fortement inclinées, à pendage nord, composées de brèche tufacée à blocs, qui constituent probablement une portion d'un cône pyroclastique à versants raides formé durant les premières phases d'activité et à travers lequel les coulées se sont frayé un chemin. Les tours et aiguilles existantes du Complexe de Mount Fee sont des lambeaux d'érosion limités par des joints. La dénudation complète de l'aiguille centrale et l'absence d'une couche de till au-dessous des coulées du Complexe de Mount Fee suggère que ces structures sont d'âge préglaciaire.

Les autres volcans de la partie centrale de la ceinture de Garibaldi (complexes d'Ember Ridge, de Pali Dome, de Cauldron Dome, de Slag Hill et de Crucible Dome) sont des structures intraglaciaires de type tuya caractérisées par des marges de contact glaciaire à pentes suraccentuées. Le Complexe d'Ember Ridge comprend cinq lambeaux séparés et composés de basalte aphanitique à vitreux contenant de la hornblende, qui forme des dômes exogènes à versants fortement inclinés. Les coulées individuelles, qui peuvent atteindre 60 m d'épaisseur, sont séparées par de profonds sillons qui localement s'élargissent en formant de petites cavernes elliptiques garnies de matière vitreuse. La plupart des affleurements présentent des joints polygonaux et prismatiques complexes, très rapprochés, formant ainsi des colonnes de faible diamètre, qui sont typiques de laves ayant refroidi rapidement. Le volcanisme s'est probablement manifesté à une époque où la couverture de glace était importante; en conséquence, les laves refroidies rapidement se sont accumulées en formant des dômes à versants raides directement au-dessus des cheminées volcaniques.

Le Complexe de Pali Dome, d'au moins 4 km de diamètre, est un dôme composite de lave, largement submergé par les glaces et recouvrant partiellement le bord septentrional du Complexe de Mount Cayley. Il se compose entièrement d'andésite porphyrique à très gros cristaux (plagioclase, hypersthène, ± hornblende). La portion proximale de la plupart des coulées semble être subaérienne. Les colonnes de grand diamètre forment des colonnades verticales bien développées recouvrant des brèches de coulée oxydées et scoriacées. Par contre, les coulées distales contiennent des colonnes radiales et subhorizontales de petit diamètre indiquant un refroidissement rapide. La plupart des coulées se terminent par des falaises presque verticales formées au contact des glaces, de 100 à 200 m de hauteur. Localement, elles sont bordées d'épaisses accumulations de verre granulaire qui se sont certainement formées dans le fossé séparant les laves des glaces.

Le Complexe de Cauldron Dome est un édifice elliptique au sommet presque plat, composé d'épaisses coulées d'andésite porphyrique. Il a environ 2 km de diamètre et la forme classique d'un tuya. L'érosion a enlevé la portion extérieure et figée de l'édifice, exposant ainsi un étage de coulées prismées presque verticales séparées par des scories oxydées. Deux coulées très épaisses de lave andésitique (100 à 130 m), diaclasées de manière complexe, s'étendent sur 2 km au sud-ouest et jusqu'à 300 m au-dessous du sommet. Le Complexe de Cauldron Dome a formé un empilement sous-glaciaire, tandis que les coulées inférieures se sont probablement dirigées vers un chenal d'eau de fonte qui a creusé une brèche dans la barrière de glace environnante au cours des phases tardives d'activité.

L'empilement du Complexe de Slag Hill comprend des masses bulbeuses à versants raides, composées d'andésite basaltique vitreuse et noire, à colonnes radiales de petit diamètre et incurvées. Il s'agit de toute évidence d'un empilement sous-glaciaire rapidememt refroidi; mais il n'a pas la forme typique d'un tuya, excepté le petit escarpement au sommet plat qui occupe sa partie supérieure. Les laves de Slag Hill reposent sur une surface fortement inclinée vers le nord-ouest, sur laquelle se sont formés des canaux d'écoulement peu après le début de l'éruption. Ainsi, seules de petites quantités de laves ont été endiguées par les glaces, formant ainsi l'escarpement à sommet plat dans la région source, tandis que la majeure partie des laves se sont écoulées avec les eaux de fonte dans des cavernes sous-glaciaires où elles se sont rapidement refroidies et solidifiées, prenant alors leur aspect bulbeux actuel.

Le Complexe de Crucible Dome est un empilement circulaire à sommet plat composé d'andésite porphyrique (à plagioclase, hypersthène) (planche 24). Il est bordé par un talus d'éboulis et ses marges extérieures ont été grandement modifiées par l'érosion. Sa surface supérieure plane se compose de scories rouges, parsemées de morceaux de lave vésiculaire oxydée ressemblant à des bombes volcaniques. Ce complexe est probablement un tuya modifié, dont au moins une partie des coulées supérieures étaient subaériennes.

Segment nord

Le segment nord de la ceinture volcanique de Garibaldi comprend le Complexe de Meager Mountain et plusieurs vestiges d'édifices basaltiques situés au nord du mont Meager.

Le mont Meager (Read, 1978; Lewis et Souther, 1978) est un complexe d'au moins quatre stratovolcans se recouvrant partiellement les uns les autres, progressivement plus jeunes du sud au nord (fig. 10-11). Les éruptions les plus anciennes de laves et de matériaux pyroclastiques de composition rhyodacitique ont édifié le cône de Pylon Peak sur un socle où le relief peut atteindre 400 m. Des brèches basales de parfois 300 m d'épaisseur sont recouvertes par des coulées subhorizontales de dacite quartzique, datées par la méthode K/Ar d'environ 2 Ma. Une période d'accalmie et de dissection intense a précédé l'émission ultérieure des coulées d'andésite à hornblende et des matériaux pyroclastiques, qui recouvrent partiellement l'édifice de Pylon Peak et constituent la majeure partie du sud et de l'ouest du complexe. Les coulées de la seconde phase montrent souvent un rubanement de coulée et sont interstratifiés avec de minces brèches et lentilles de tuf oxydées; elles présentent des pendages initiaux pouvant atteindre 15° à distance de «The Devastator», où l'existence probable d'une grande cheminée volcanique est indiquée par la concentration des intrusions hypabyssales et par la présence de clastes de parfois plusieurs mètres de

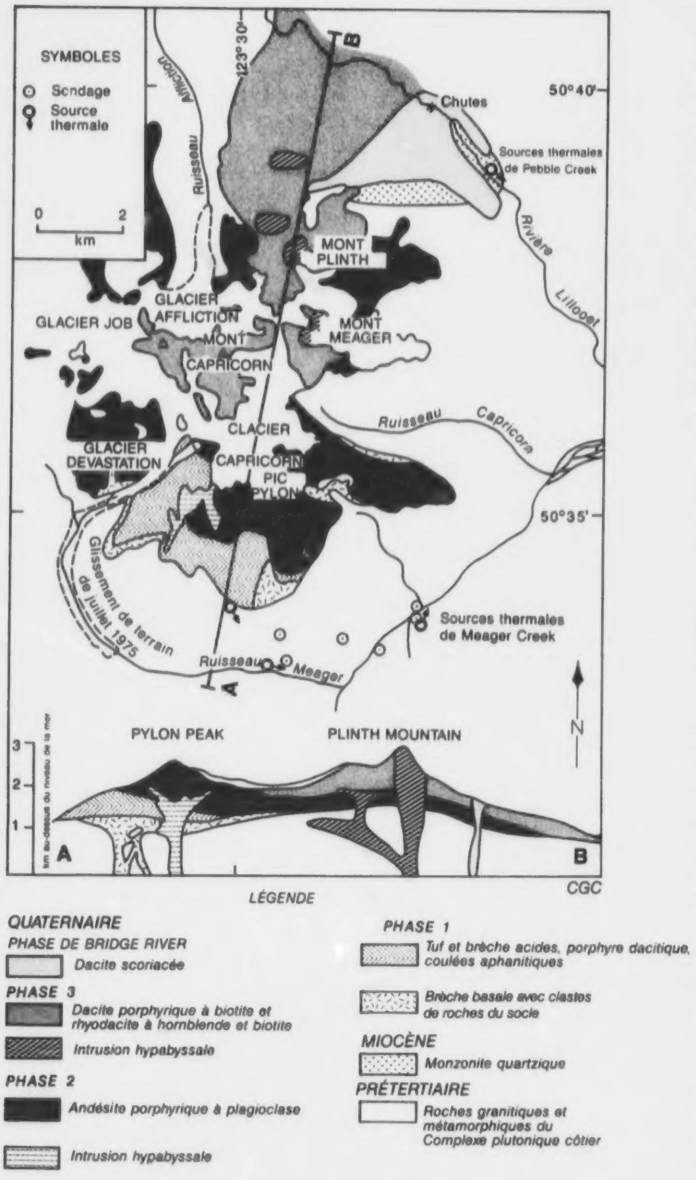


Figure 10-11. Carte et coupe stratigraphique schématiques du Complexe de Meager Mountain (d'après Read, 1978).

long. Les datations K/Ar sur roche totale des laves (0,9 à 0,5 Ma) (Green et al., 1988) indiquent une longue période de volcanisme andésitique. Après une seconde période d'accalmie, le foyer d'activité volcanique s'est à nouveau déplacé vers le nord jusqu'aux centres volcaniques de Job, de Capricorn et de Meager. Ces centres ont émis des coulées, dômes et matériaux pyroclastiques composés de rhyodacite à biotite et de dacite quartzique à hornblende et biotite, qui ont créé un édifice à versants raides sur la pente nord de l'ancien cône andésitique. Les datations K/Ar, qui indiquent un âge d'environ 0,09 à 0,1 Ma, suggèrent que cette activité a été de courte durée. La phase éruptive finale du Complexe de Meager Mountain et l'activité volcanique la plus récente survenue dans la ceinture volcanique de Garibaldi ont produit les tephras de Bridge River et les coulées de rhyodacite émises par une cheminée située sur la marge nord du complexe. Près de leur source, une brèche et des cendres volcaniques grossièrement stratifiées atteignent parfois 20 m d'épaisseur et des cendres distales de Bridge River ont été décelées jusque dans le sud de l'Alberta. Des laves scoriacées, des blocs pyroclastiques et des coulées de cendres rhyodacitiques pouvant atteindre 145 m d'épaisseur s'étendent sur 6 km dans la vallée adjacente de la Lillo et et sont sans doute issues de la même cheminée. Un arbre carbonisé, trouvé en position de vie dans des tephras au-dessous de l'une des coulées qui se sont répandues dans la vallée, a été daté par la méthode du ^{14}C de 2 490 ± 50 ans B.P. (Read, 1978). On a exploré de façon approfondie un système hydrothermal complexe associé au Complexe volcanique de Meager Mountain pour déterminer son potentiel comme source d'énergie géothermique (voir chapitre 20).

Il existe au nord du mont Meager plusieurs occurrences de roches volcaniques du Néogène, mais seules celles de la région du ruisseau Salal ont été étudiées en détail (Lawrence et al., 1984). Le Complexe volcanique de Salal Glacier, qui couvre environ 2 km², en est le plus vaste vestige. Il contient deux unités composées de coulées, qui reposent sur la surface pénéplanée du stock de Salal Creek daté du Miocène tardif (planche 25). La coulée inférieure se compose d'une hawaiite prismée à gros phénocristaux de feldspath (datation K/Ar : 0,97 ± 0,05 Ma), que recouvrent 20 m de brèches contenant à la fois des clastes du socle et des clastes basaltiques. La coulée supérieure se compose d'un basalte alcalin à olivine (datation K/Ar : 0,59 ± 0,05 Ma) contenant des phénocristaux idiomorphes d'olivine, de clinopyroxène et de plagioclase. Les parties proximales relativement minces de la coulée sont parsemées de bombes et scories volcaniques subaériennes, tandis que le front de cette coulée forme une face verticale de contact avec la glace de plus de 100 m de haut. La prismation radiale orientée vers l'extérieur et vers la face de la falaise indique la grande proximité de la surface originelle de refroidissement.

Tous les autres vestiges de coulées présents dans la région du ruisseau Salal sont basaltiques et la plupart contiennent des indices d'un contact glaciaire. Les affinités alcalines de certaines de ces laves contrastent avec le caractère calco-alcalin des grands volcans centraux de la ceinture volcanique de Garibaldi. Leur proximité du front volcanique suggère l'existence d'une discontinuité dans la plaque subduite, probablement une bordure de plaque plongeante analogue à celle proposée pour la ceinture volcanique d'Alert Bay, ou bien la génération d'un magma à l'extrémité nord de l'arc actif.

Laves de plateau du sud et du centre de la Colombie-Britannique

Des coulées subhorizontales de basalte du Miocène-Pliocène couvrent 50 000 km² du Plateau intérieur de la Colombie-Britannique. Depuis leur description initiale par Dawson (1879), elles ont été informellement désignées du nom de «Laves de Plateau». Tipper (1978) a proposé le nom de «Groupe de Chilcotin», auquel il a attribué à la fois les

roches volcaniques et les sédiments localement sous-jacents. Dans une étude ultérieure, l'appellation de «Groupe de Chilcotin» a été réservée aux roches volcaniques (Bevier, 1983), convention suivie dans le présent ouvrage. Des coulées basaltiques subhorizontales de composition et d'âges semblables, mais géographiquement séparées des laves du centre de la Colombie-Britannique, ne sont pas incluses dans le Groupe de Chilcotin.

Groupe de Chilcotin

Le Groupe de Chilcotin (Bevier, 1983) se compose de minces coulées de type pahoehoe grossièrement prismées, de quelques épaisses coulées étagées, de laves coussinées et de brèches de coussins, et de rares couches de tephras siliceux. Les coulées sont généralement horizontales ou ont un pendage de moins de 2°; elles forment sans doute une série de volcans-boucliers peu élevés et étroitement groupés, issus de cheminées centrales. La plupart des coupes contiennent de 2 à 20 unités de refroidissement. L'épaisseur moyenne du Groupe de Chilcotin est de 67 m; la coupe la plus épaisse connue a 141 m d'épaisseur. En de nombreux endroits, la coupe entière ne comporte qu'une coulée. Les affleurements visibles dans le canyon Bull et le long de la rivière Deadman, qui constituent quelques-unes des coupes les plus épaisses et les plus complètes des laves du Groupe de Chilcotin, sont décrits par Bevier (1983) comme suit :

«La coupe située dans le canyon Bull, le long de la rivière Chilcotin, se compose d'au moins 17 lobes de pahoehoe avec des lentilles intercalées de laves en coussins. Les lobes de coulée individuels sont minces (3-14 m), grossièrement prismés et comportent des zones lamellaires et vésiculaires à leur base (jusqu'à 0,5 m d'épaisseur) ainsi qu'à leur sommet (jusqu'à 2 m d'épaisseur). Le sommet et la base des coulées ont pris une couleur brun rouge suite à l'oxydation. La texture cordée du pahoehoe apparaît au sommet des coulées bien préservées, et les coulants effondrés de pahoehoe sont fréquents. De minces vacuoles tubulaires (4-10 cm de long) apparaissent à 1-3 cm au-dessus de la base des coulées. Les vacuoles étalées en nappes et les vacuoles cylindriques (1-10 cm de large, jusqu'à 15 m de long) abondent et sont limitées aux portions intérieures massives des lobes de coulée. Le basalte est gris sombre, de couleur brun orange en surface altérée, de texture aphanitique, ou de texture microphyrique à olivine et plagioclase (jusqu'à 10 %), et contient 5-20 % de vésicules. Par endroits, ces vésicules sont remplies de chabasite. Les laves en coussins et les brèches de coussins fracturées constituent environ 25 % de la coupe stratigraphique; il existe de minces couches de silt non consolidé entre quelques-unes des coulées, mais les interstices entre les coussins sont vides, ce qui suggère que ces coussins se sont formés là où aucun sédiment ne pouvait s'accumuler».

«La coupe située le long de la rivière Deadman, près de la marge sud-est du plateau de lave, contient trois couches de tephras siliceux formées par des retombées et intercalées avec au moins 16 lobes de coulée de lave. Les coulées de lave, de 2 à 30 m d'épaisseur, sont des lobes de pahoehoe, parfois effondrés, dont le sommet et la base présentent une texture cordée et une couleur rouge, et dont l'intérieur présente une structure prismatique plus ou moins bien développée. Les ciselures sont fréquentes sur les colonnes prismatiques les mieux formées. Les vacuoles étalées en nappes et les vacuoles cylindriques sont apparentes dans la plupart des coulées; les zéolites ne sont importantes que dans les portions vésiculaires de certaines coulées. Le basalte est de teinte gris moyen à sombre, de couleur brun orange en surface altérée et de texture aphanitique ou microphyrique à olivine. Les trois couches de tephras enveloppent la surface des coulées basaltiques sous-jacentes. La plus ancienne des trois couches de tephras a 9,3 m d'épaisseur et est constituée de cinq lits. Les tephras se composent de fragments bien triés de ponce anguleuse de couleur chamois et de couleur brun clair en surface altérée, de moins de 5 % de fragments basaltiques et lithiques subarrondis (<2 mm), et de 1-2 % de fragments de plagioclase, de biotite, de sanidine et de phénocristaux de quartz. Les divers lits présents dans cette couche peuvent être différenciés d'après les dimensions des fragments de ponce, dont le diamètre se situe entre 1-3 mm et 0,5-1 cm. Les lits de granulométrie plus fine contiennent jusqu'à 10 % d'une matrice de cendres et d'échardes. La couche de tephras médiane est une couche de 1,6 m d'épaisseur, de texture «popcorn», composée de lapilli pisolitiques, de 1-10 mm, de teinte gris clair en cassure fraîche et de couleur chamois en surface altérée, et de lapilli pisolitiques brisés accompagnés de 2 % de fragments arrondis de scories basaltiques (2-5 mm) et de 1-2 % de fragments de plagioclase, de biotite et de quartz. Sur 50 cm à partir de son sommet, cette couche, cuite par la coulée basaltique sus-jacente, a pris une couleur rouge. La couche de tephras la plus récente est un lit de 1,2 m d'épaisseur composé de cendres et d'échardes de teinte gris clair, de couleur chamois en surface altérée, accompagnées de rares lapilli pisolitiques; elle contient 2-4 % de fragments de plagioclase, de hornblende et de biotite. Dans le champ de laves de plateau, n'a été reconnue aucune cheminée qui ait pu émettre ces tephras. Les volcans de la ceinture de Pemberton, à 100 km à l'ouest, sont leur source la plus probable (Bevier, 1981a)».

La surface de la plaine de laves de Chilcotin a été ensevelie sous les glaciers et profondément entaillée par de grands cours d'eau, dont beaucoup ont creusé des canyons aux parois raides dans le basalte et dans les roches sous-jacentes du socle. On estime qu'environ 50 % de l'empilement volcanique originel a été enlevé par l'érosion glaciaire et l'érosion fluviale. On ne trouve de laves en coussins que dans des coupes qui suivent les canyons des grands cours d'eau, ce qui suggère que le réseau hydrographique actuel était déjà bien établi au Miocène tardif. Le soulèvement postmiocène de la chaîne Côtière a fait basculer les vestiges de basalte sur la marge sud-ouest du plateau jusqu'à 15° vers le nord-est.

Les coulées de lave de Chilcotin sont traversées par plusieurs culots gabbroïques et basaltiques (Farquharson, 1973), qui sont probablement les cheminées dont proviennent ces coulées. Elles définissent une direction générale nord-ouest suivant l'axe du plateau volcanique, parallèle aux centres de la ceinture volcanique de Pemberton. Quatre culots de gabbro diabasique à olivine, proches du lac Williams en Colombie-Britannique, constituent des corps de forme elliptique, de 82 à 250 m de large, qui présentent une foliation abrupte, divergente vers le haut. Des ségrégations pegmatoïdiques et des cavités garnies de cristaux existent près de leurs marges et le basalte adjacent a été métamorphisé en cornéenne. Le pic Anahim, près du flanc oriental du chaînon Rainbow, a été la source d'une série de coulées basaltiques contemporaines des laves de plateau

et peut être placé dans le Groupe de Chilcotin. Le centre volcanique du pic Anahim se trouve près de l'intersection du basalte de plateau avec la ceinture volcanique d'Anahim et sa cheminée est occupée par un dôme volcanique de trachyte de même âge et de même composition que les coulées et dômes des volcans-boucliers adjacents, appartenant à la ceinture volcanique d'Anahim. Woodsworth (1979) a signalé qu'au nord de la ceinture d'Anahim, dans la région du lac Whitesail, de nombreux necks volcaniques de petite taille, composés de basalte prismé, recoupaient des coulées basaltiques subhorizontales, datées de 20 Ma, dans l'extrême nord de la plaine de laves du Groupe de Chilcotin.

Les datations K/Ar des coulées du Groupe de Chilcotin suggèrent que les laves ont été émises par de nombreux centres volcaniques différents pendant plusieurs épisodes d'éruption, principalement pendant les intervalles de 2 à 3 Ma et de 6 à 10 Ma. Mais localement, les laves et lambeaux d'érosion composés de laves similaires dans les régions du lac Whitesail et de Kamloops ont été datés par la méthode K/Ar d'une époque aussi reculée que l'Oligocène tardif. Les laves et culots du Groupe de Chilcotin présentent une polarité magnétique normale ou inverse, mais dans la plupart des coupes, toutes les coulées ont la même polarité, ce qui suggère que d'épaisses séquences de coulées se sont épanchées rapidement à diverses époques, près de cheminées volcaniques distinctes.

Les basaltes du Groupe de Chilcotin sont contemporains des volcans d'arc appartenant au front volcanique de Pemberton-Garibaldi et approximativement situés à 150 km à l'intérieur des terres par rapport à ces volcans. La plupart d'entre eux sont contemporains des plutons volcaniques et hypovolcaniques de la ceinture volcanique de Pemberton, mais quelques-unes des coulées les plus récentes sont contemporaines des stades initiaux du volcanisme de Garibaldi. Ce sont principalement des basaltes transitionnels à olivine qui ont sans doute été produits par la fusion partielle du manteau supérieur, provoquée par la remontée de l'asthénosphère dans un milieu d'arrière-arc, au-dessus de la plaque plongeante Juan de Fuca. Un tuf siliceux, interstratifié avec le basalte, est probablement issu des volcans calco-alcalins d'arc appartenant à la ceinture volcanique de Pemberton; il a été préservé entre des coulées basaltiques successives qui s'étaient répandues dans la plaine de laves d'arrière-arc de Chilcotin.

Complexes de panache et de rift du centre et du nord de la Colombie-Britannique

Deux ceintures bien définies de roches volcaniques du Néogène s'étendent sur le continent à partir des abords de la limite de coulissage entre la plaque nord-américaine et la plaque pacifique (fig. 10-1). La ceinture volcanique d'Anahim, de direction générale est, se laisse définir par la présence d'une chaîne de volcans, de plutons et d'essaims de dykes du Néogène, qui s'étendent à travers le Domaine côtier, et de laves basaltiques subhorizontales du Groupe de Chilcotin, dans le centre de la Colombie-Britannique. La ceinture volcanique de Stikine, située dans le nord de la Colombie-Britannique et le sud du Yukon, englobe une série de segments de direction générale nord disposés en échelon, occupant une vaste zone qui s'incurve vers le nord-ouest et qui est subparallèle à la marge continentale. Dans les hautes terres de Quesnel-Shuswap, une province caractérisée par un volcanisme basaltique comprend les coulées de Clearwater Valley et de nombreux cônes monogéniques postglaciaires.

Ceinture volcanique d'Anahim

La ceinture volcanique d'Anahim (Souther, 1977, 1986; Bevier et al., 1979) s'étend des côtes de la Colombie-Britannique, près de Bella Bella, à travers la chaîne Côtière jusqu'au Plateau intérieur. Son extrémité ouest jouxte le bassin Queen Charlotte, probablement formé par le rifting de la croûte amorcé à l'Oligocène terminal ou au Miocène initial (Yorath et Chase, 1981; Yorath et Hyndman, 1983). La zone de rift est comblée par des sédiments de la Formation de Skonun du Néogène, qui repose sur du basalte considéré comme le produit d'une phase précoce du volcanisme de Masset. À l'est du bassin Queen Charlotte, les roches intrusives et les roches volcaniques comagmatiques du complexe de Bella Bella-King Island (Souther, 1986; fig. 10-12) affleurent dans les fjords et îles de l'ouest de la chaîne Côtière. La partie centrale de la ceinture d'Anahim se compose de trois volcans-boucliers, hyperalcalins et modérément disséqués, les complexes de Rainbow Range, d'Ilgachuz Range et d'Itcha Range qui suivent une ceinture est-ouest entre les plateaux de Chilcotin et de Nechako. Un groupe de cônes basaltiques postglaciaires situés dans la région de Nazko, à l'ouest de Quesnel, englobe la partie orientale de cette ceinture. Outre les centres éruptifs majeurs, plusieurs petits cônes basaltiques postglaciaires se répartissent sur toute la longueur de la ceinture.

Une diminution systématique de l'âge du volcanisme d'ouest en est dans la ceinture d'Anahim semble indiquer que celle-ci est la trace d'un point chaud mantellique sur lequel se déplace le continent depuis dix à quinze millions d'années (Bevier et al., 1979; Souther, 1986). Dans les roches provenant de milieux volcaniques, hypabyssaux et plutoniques, la composition en éléments majeurs est remarquablement similaire et chacun de ces milieux représente une suite bimodale de roches fortement alcalines. La modélisation pétrographique (Souther, 1986) semble indiquer que le basalte alcalin primitif, dérivé du manteau, a subi une cristallisation fractionnée dans des réservoirs crustaux analogues au Pluton de King Island, produisant ainsi les membres extrêmes hyperalcalins et sursaturés.

Complexe de King Island-Bella Bella

Le Pluton de King Island (Souther, 1986; fig. 10-12) affleure dans les chenaux Burke et Dean, à l'ouest de Bella Coola. Il a plus de 50 km de long et 5 km de large et présente une orientation approximativement est-ouest, tranversale à la direction structurale prédominante nord-ouest du Complexe plutonique côtier. Le coeur de ce complexe se compose d'une syénite alcaline à hyperalcaline à grain grossier, presque entièrement constituée de felspath alcalin grossièrement perthitique et d'un faible pourcentage de minéraux mafiques intergranulaires, en particulier d'olivine de type fayalite, d'aenigmatite et de riebeckite. La présence de quartz indique le passage de la syénite au granite sodique, phase qui est plus évidente dans la zone marginale et dans les stocks satellites qui se trouvent à l'ouest du Pluton de King Island. Le granite a un grain fin à moyen,

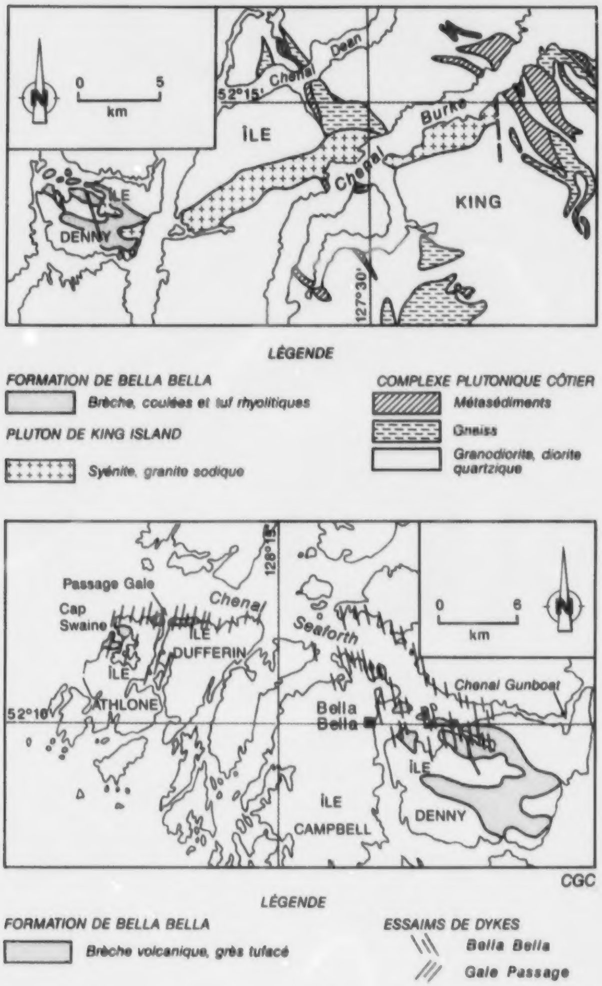


Figure 10-12. Carte montrant la distribution des essaims de dykes et des roches volcaniques et plutoniques situés à l'extrémité occidentale de la ceinture d'Anahim.

contient généralement des myrmékites et des agglomérations d'amphibole et de pyroxène alcalins, interstitielles à des grains hypidiomorphes de quartz et de feldspath alcalin. De nombreuses cavités miarolitiques ouvertes, tapissées de quartz et d'amphibole sodique, indiquent que la mise en place du granite a eu lieu à des pressions assez faibles pour permettre la séparation d'une phase alcaline gazeuse.

Dans l'ouest de la ceinture volcanique d'Anahim, les roches éruptives sont attribuées à la Formation de Bella Bella (Dolmage, 1922; Baer, 1973; Souther, 1986). Elles affleurent sous forme de lambeaux d'érosion subhorizontaux ou légèrement inclinés, dans la région type située dans l'île Denny et dans les îles avoisinantes, et dans les banquettes littorales qui bordent le chenal Seaforth vers l'ouest jusqu'au cap Swaine sur la côte la plus extérieure des îles. La lithologie dominante est représentée par une brèche rhyolitique grossière de couleur violet sombre, contenant de nombreux xénolites subanguleux de granodiorite du socle, suggérant que ces roches ont été produites par une activité volcanique explosive. Localement, la brèche est associée à des coulées rhyolitiques présentant un rubanement de coulée et à un grès tufacé et stratifié contenant des empreintes de feuilles.

Chacun des empilements volcaniques résiduels se trouve près du centre d'un grand essaim de dykes de direction générale nord. Les dykes recoupent les unités volcaniques et, dans leur ensemble, indiquent une distension de la roche hôte de l'ordre de 20 à 40 %. L'essaim de dykes occidental (Gale Passage) et l'essaim de dykes oriental (Bella Bella), ont chacun plus de 10 km de large et renferment principalement des dykes de basalte et de comendite pouvant atteindre 20 m d'épaisseur, et une proportion moindre de dykes trachytiques relativement minces. Les dykes basaltiques contiennent à la fois un basalte à grain fin ou aphanitique et une hawaiite porphyrique contenant de très gros phénocristaux de plagioclase qui ont parfois plusieurs centimètres de diamètre. Les dykes de comendite, dont beaucoup renferment des bordures vitreuses, sont composés de roches équigranulaires fines ou de roches porphyriques contenant des phénocristaux hypidiomorphes de feldspath alcalin pouvant atteindre un centimètre de long. Les minéraux mafiques comprennent les amphiboles sodiques, l'aegirine, la ferrohédenbergite, et de l'aenigmatite accessoire. Comme les phases granitiques du Pluton de King Island, ces dykes contiennent souvent des cavités miarolitiques ouvertes tapissées de quartz, d'aegirine et d'arfvedsonite. Les dykes trachytiques relativement clairsemés sont généralement aphanitiques ou à grain fin et se composent presqu'exclusivement de feldspath alcalin, de minéraux opaques, et de petits cristaux interstitiels d'amphibole ou de pyroxène sodiques, ou des deux.

Volcans-boucliers centraux

La partie centrale de la ceinture volcanique d'Anahim comprend trois grands complexes de volcans-boucliers et au moins un centre éruptif plus petit qui forme une chaîne linéaire est-ouest de foyers étalés sur l'ensemble du Plateau intérieur. La ceinture traverse l'extrémité nord de la région submergée par les laves de plateau de Chilcotin, et sur les marges des volcans-boucliers, les coulées distales fusionnent imperceptiblement avec les coulées subhorizontales du Groupe de Chilcotin. Contrairement aux basaltes de Chilcotin, auxquels ne sont associés aucune lithologie felsique apparentée, les volcans de la partie centrale de la ceinture volcanique d'Anahim sont clairement de caractère bimodal et renferment un assemblage mixte de basaltes et de roches siliceuses hyperalcalines.

Le complexe de Rainbow Range (Bevier, 1981b), d'environ 25 km de diamètre, est le plus vaste et le plus à l'ouest des volcans-boucliers. Son flanc nord est un empilement simple et concordant qui, des unités les plus anciennes aux plus récentes, comprend une trachyte comenditique, une mugéarite, une comendite et une hawaiite; mais la structure de sa partie centrale est inconnue. Environ un demi-million d'années après la fin de l'activité volcanique sur le bouclier, une série de coulées d'hawaiite ont été émises par une cheminée volcanique sur son flanc nord-est, édifiant ainsi le pic Anahim. Un culot trachytique a ensuite comblé la cheminée volcanique qui

produisait ces coulées et la majeure partie des matériaux pyroclastiques déposés en bordure du complexe ont été érodés.

Le complexe d'Ilgachuz Range (Souther, 1984) est légèrement plus petit et moins profondément disséqué que celui de Rainbow Range. Le bouclier est un stratovolcan composé de nombreux dômes qui se recouvrent partiellement et d'épaisses coulées de comendite et de trachyte comenditique, recouvertes par un manteau relativement mince de coulées de hawaiite, en partie produites par les cheminées satellites situées sur les flancs du volcan-bouclier. Une caldeira circulaire, limitée par des failles et comblée par des débris épiclastiques, par un tuf lacustre et par d'épaisses coulées de trachyte confinées, occupe la portion centrale du volcan-bouclier (fig. 10-13)

Le complexe d'Itcha Range (Stout et Nicholls, 1983) est le plus petit et le plus loin à l'est des trois volcans-boucliers de la partie centrale de la ceinture d'Anahim. Au coeur du volcan-bouclier, la trachyte, la comendite et la trachyte comenditique sont recouvertes par un manteau de coulées de hawaiite qui constituent la majeure partie des flancs du volcan.

Cônes monogéniques postglaciaires

De petits cônes basaltiques postglaciaires sont éparpillés dans la ceinture d'Anahim. Dans la partie ouest de cette ceinture, des cônes pyroclastiques légèrement érodés, constituant un amas un peu au nord du Complexe de King Island Bella-Bella, forment la colline Kitasu, l'île Lake, et plusieurs collines plus petites dans les îles Lady Douglas, Price et Dufferin (fig. 10-12). Des cônes basaltiques similaires, légèrement modifiés par l'érosion, occupent les flancs des volcans-boucliers centraux. Un cône pyroclastique composite et la coulée basaltique associée situés près de Nazko, à 75 km à l'est du complexe d'Itcha Range, sont sans doute la manifestation la plus récente et la plus orientale du volcanisme de la ceinture d'Anahim. Les tephras du centre volcanique de Nazko sont intercalées avec de la tourbe datée par la méthode du ^{14}C d'environ 7 200 ans (Souther et al., 1987).

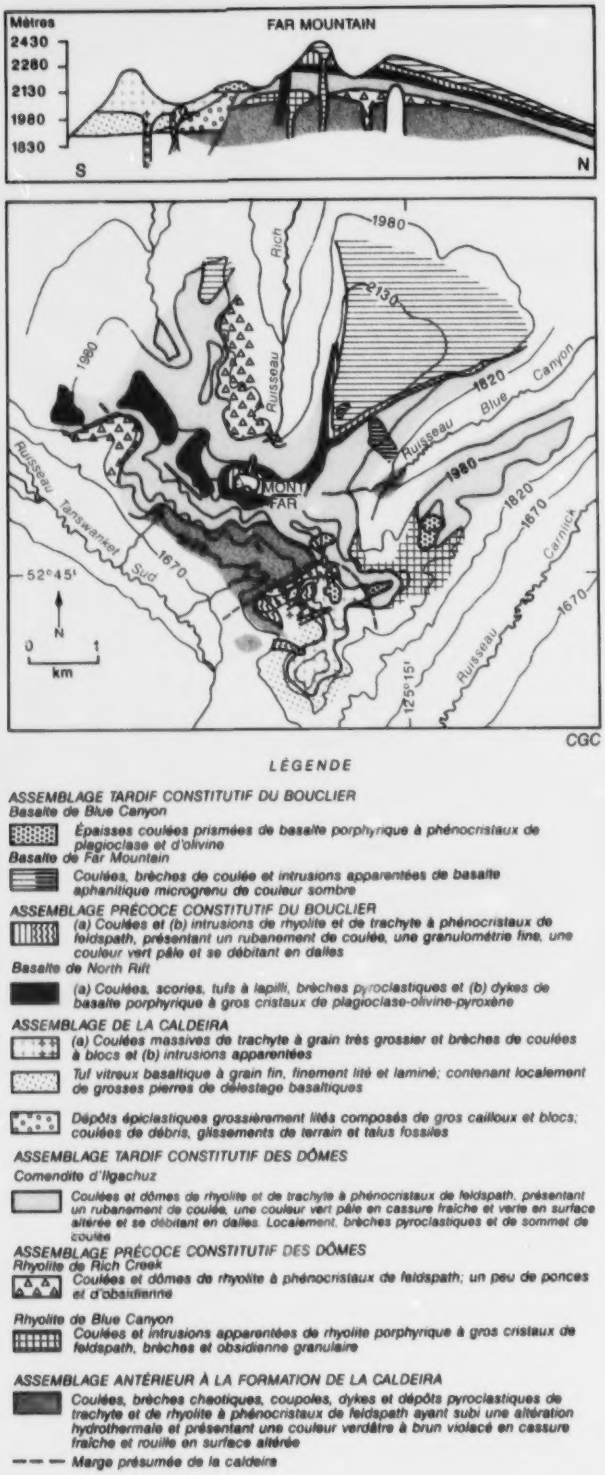
Ceinture volcanique de Stikine

Les roches volcaniques de la ceinture de Stikine, qui présente une direction générale nord, sont apparues dans un régime extensif se manifestant par l'existence à l'ouest de failles de coulissage dextres de direction générale nord-ouest, qui ont été actives durant le Néogène. La partie centrale de la ceinture volcanique de Stikine comprend trois grands complexes volcaniques de composition diverse: le Complexe de Level Mountain au nord, le Complexe d'Edziza-Spectrum au centre et le Complexe de Hoodoo Mountain au sud (fig. 10-14). Au sud du mont Edziza, la ceinture est définie par plusieurs petits cônes pyroclastiques et par des coulées basaltiques associées, contenus dans une zone relativement étroite de direction générale nord qui traverse en diagonale la direction nord-ouest caractérisant la chaîne Côtière. Au nord du mont Edziza, la ceinture de Stikine est moins clairement définie. Le volcan-bouclier du Complexe de Level Mountain et la portion néogène du complexe de dômes adjacent de Heart Peaks se trouvent à l'est de la direction projetée de la partie sud de la ceinture, et de petits cônes pyroclastiques sont distribués sur une vaste zone qui décrit une courbe vers le nord-ouest, à partir du mont Edziza, en traversant le mont Level et en se prolongeant dans le sud du Yukon. Les centres volcaniques contenus dans cette ceinture suivent apparemment six segments de direction générale nord, disposés en échelon. Du sud au nord, ce sont les segments d'Aiyansh, d'Edziza, de Level Mountain, d'Atlin, de Miles Canyon et de Carmacks.

Le segment d'Aiyansh, à l'extrémité sud de la ceinture, comprend les coulées de remplissage de vallée d'Aiyansh et plusieurs vestiges de coulées plus petits situés plus au nord, le long de la rivière Nass. Les coulées d'Aiyansh proviennent d'un amas de cônes pyroclastiques emboîtés et bien conservés, et ont inondé la vallée de la Nass il y a environ 200 ans selon les datations par le radiocarbone (Sutherland Brown, 1969). Dans la partie nord de ce segment, les vestiges de coulées reposent sur un gravier fluviatile non consolidé et une seule datation, 1,6 ± 0,3 Ma, indique qu'ils datent également du Quaternaire.

Le segment d'Edziza inclut le Complexe de Mount Edziza-Spectrum, le Complexe de Hoodoo Mountain et plusieurs autres centres éruptifs plus petits qui suivent une étroite zone allant des îles Revillagigedo dans le sud-est de l'Alaska au plateau de Tanzilla. Les lambeaux d'érosion subsistant dans l'île Revillagigedo et les îles avoisinantes (Berg et al., 1977) comprennent des cônes pyroclastiques, des coulées de laves prismées, des ponces et des scories dont la composition varie du basalte alcalin à olivine à la trachyandésite. Les roches volcaniques sont tantôt plus anciennes, tantôt plus récentes que les structures glaciaires, et les datations K/Ar (5,9 à 0,39 Ma) confirment l'existence d'événements volcaniques au Tertiaire tardif et au Quaternaire (Berg et al., 1978).

Au nord de la frontière avec l'Alaska, un amas de cônes pyroclastiques basaltiques et de coulées apparentées occupent les vallées tributaires des rivières Iskut et Unuk. La plus récente de ces coulées est issue d'une cheminée volcanique présente dans les roches granitiques du socle, à un niveau élevé du versant oriental de la vallée de Lava Fork. Les tephras produits par cette éruption couvrent encore les terrains environnants et des coulées basaltiques à blocs, qui se sont répandues le long du versant abrupt jusque dans la vallée, suivent le fond légèrement incliné de cette vallée au sud jusqu'en Alaska; elles atteignent presque l'estuaire de la rivière Unuk, au fond de la baie Burroughs, où du bois carbonisé trouvé à la surface de la coulée a été daté par la méthode du ^{14}C de 360 ± 60 ans B.P. (Elliott et al., 1981). Plus au nord, un groupe de cônes situé aux sources du ruisseau Snippaker comprend à la fois des accumulations sous-glaciaires de hyaloclastite et des coulées subaériennes qui ont descendu le ruisseau Snippaker presque jusqu'à la rivière Iskut. Près de sa jonction avec le ruisseau Forrest Kerr, la vallée de l'Iskut est occupée par au moins 10 coulées basaltiques subhorizontales issues de cheminées situées dans cette vallée et d'un cône pyroclastique bien conservé situé sur son versant sud. Plusieurs cônes basaltiques monogéniques affleurent sur la plateau d'Arctic Lake, au sud du chaînon Spectrum. Des cônes et coulées basaltiques similaires, intraglaciaires et postglaciaires, sont éparpillés sur toute la longueur du Complexe d'Edziza-Spectrum (voir ci-dessous) et au nord, à travers le terrane de Cache Creek, jusque dans les chaînons sud-ouest de la chaîne Cassiar. Les basaltes du



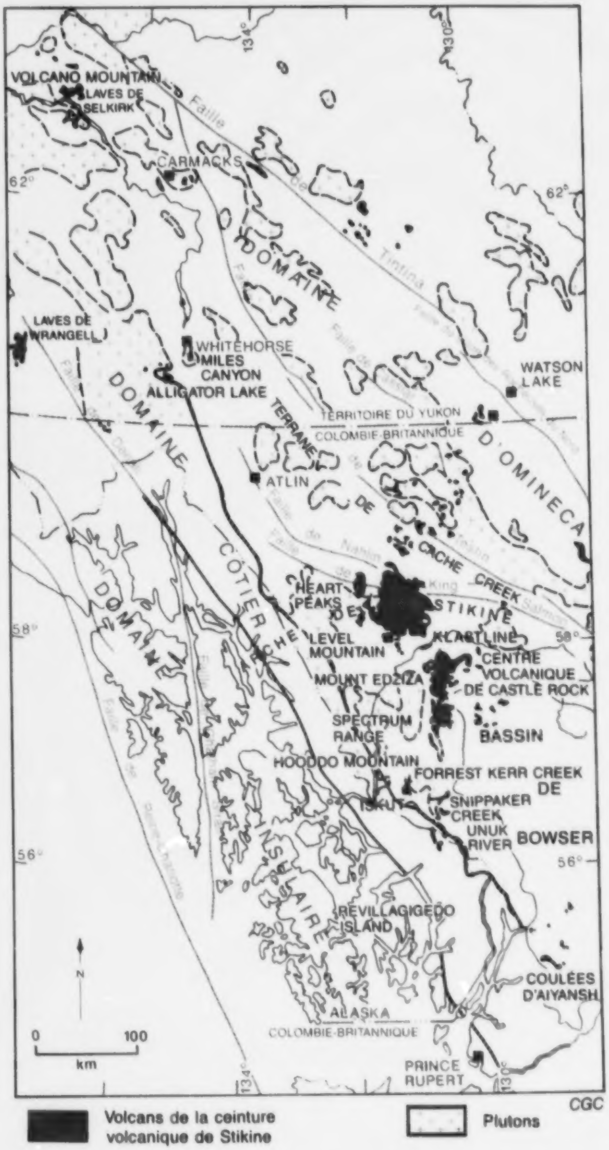


Figure 10-14. Carte montrant la distribution des centres volcaniques dans la ceinture volcanique de Stikine et la relation entre ceux-ci et les grandes failles de coulissage, les terranes et les plutons.

Figure 10-13. Carte schématique du complexe volcanique central d'Ilgachuz Range montrant les faciès constitutifs du bouclier et les faciès centraux de comblement de la caldeira. La coupe stratigraphique montre la position relative des unités cartoghraphiques projetées sur un plan nord-sud recoupant le mont Far (d'après Souther, 1984).

plateau de Klastline, en particulier le centre de Castle Rock, contiennent de nombreuses inclusions de lherzolite (Littlejohn et Greenwood, 1974).

Le Complexe de Hoodoo Mountain, qui est un stratovolcan central, se trouve à l'est de la direction principale de la partie centrale de la ceinture volcanique de Stikine. Sa structure presque circulaire, à versants raides, chapeautée par des glaces, n'a été que très peu disséquée, si l'on excepte le ravinement superficiel des pentes supérieures et l'arasement des pentes inférieures par les glaciers alpins l'entourant sur trois de ses quatre côtés. Le Complexe de Hoodoo Mountain se compose principalement d'épaisses coulées, de dômes et de brèches pyroclastiques, constitués de trachyte comenditique porphyrique à gros cristaux. Une couche de till ou une couche de matériaux fluvioglaciaires proche de la base de l'empilement volcanique recouvre une épaisse coulée de trachyte, datée par la méthode K/Ar de 0,09 Ma et elle-même recouverte par une trachyte similaire datée de 0,11 Ma. Un groupe de coulées hawaiitiques plus récentes, émises par une cheminée volcanique sur le flanc sud du volcan, repose sur un gravier fluvioglaciaire qui remplit la vallée actuelle de la rivière Iskut.

Le volcan du mont Edziza et celui du chaînon Spectrum adjacent (fig. 10-15) constituent le complexe volcanique néogène ayant été actif le plus longtemps et présentant la lithologie la plus diverse dans ce segment de la ceinture volcanique de Stikine. Ensemble, ils forment un terrane volcanique, le Complexe volcanique de Mount Edziza (planche 26) qui couvre une superficie d'environ 1 000 km^2 et s'échelonne du Miocène tardif (7-10 Ma) à l'Holocène (Souther et al., 1984). Ce complexe est fortement bimodal et composé de boucliers basaltiques se recouvrant partiellement ainsi que d'un groupe de quatre volcans centraux felsiques, principalement hyperalcalins et modérément disséqués (les complexes d'Armadillo Peak, de Spectrum Range, d'Ice Peak, de Mount Edziza). Les coulées basaltiques subhorizontales relativement minces ont formé en s'étalant un plateau intermontagneux auquel se superposent les volcans centraux (fig. 10-15). Les volcans des complexes d'Armadillo Peak (environ 6 Ma) et de Spectrum Range (environ 3 Ma) sont associés à de petites caldeiras d'environ 3 km de diamètre chacune, tandis que les stratovolcans plus jeunes des complexes d'Ice Peak (environ 1 Ma) et de Mount Edziza (environ 0,9 Ma) ont à leur sommet des cratères relativement étroits. Les volcans centraux sont surtout constitués de coulées, de dômes et de quelques dépôts pyroclastiques, de composition trachytique et comenditique. Ces assemblages felsiques se sont étalés sur le bouclier environnant et sont séparés les uns des autres par d'épaisses séquences de coulées de basalte alcalin à olivine et de hawaiite. Cinq cycles magmatiques ont été reconnus. Chaque cycle a commencé par l'effusion d'un volume relativement important de basalte alcalin à olivine

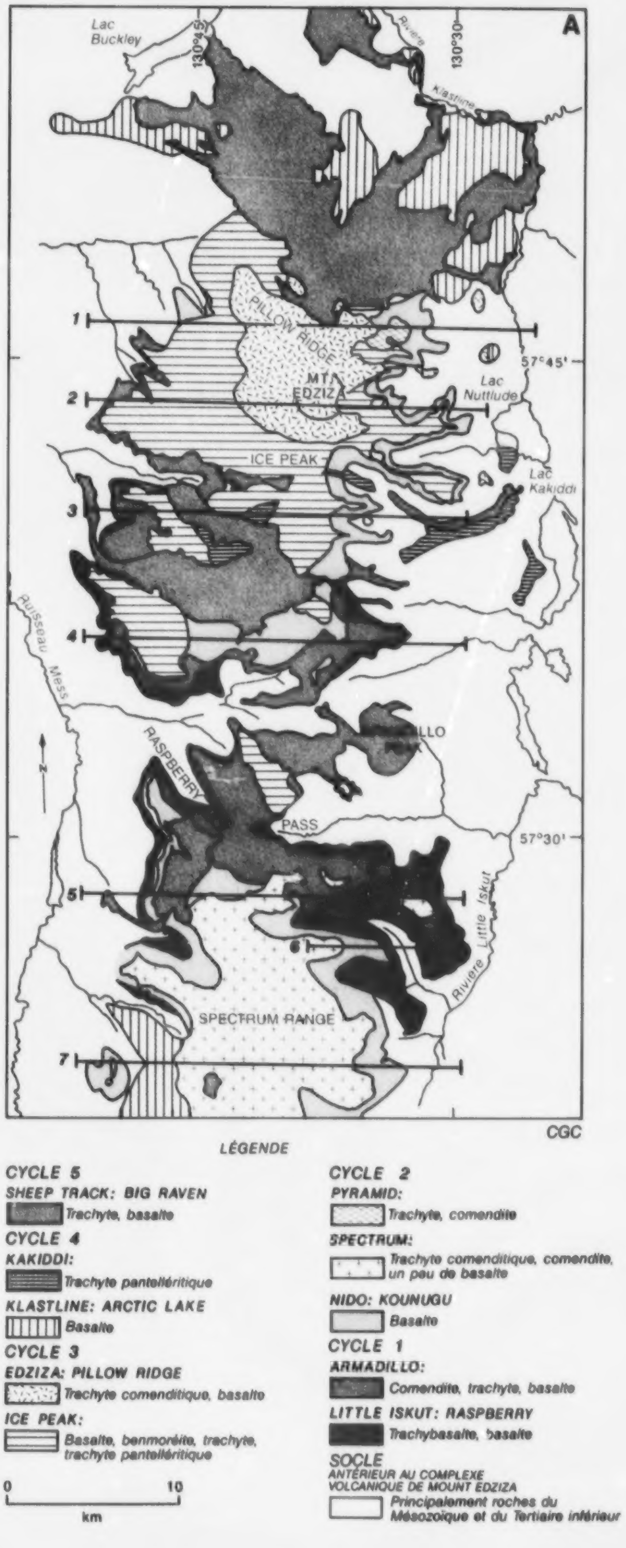
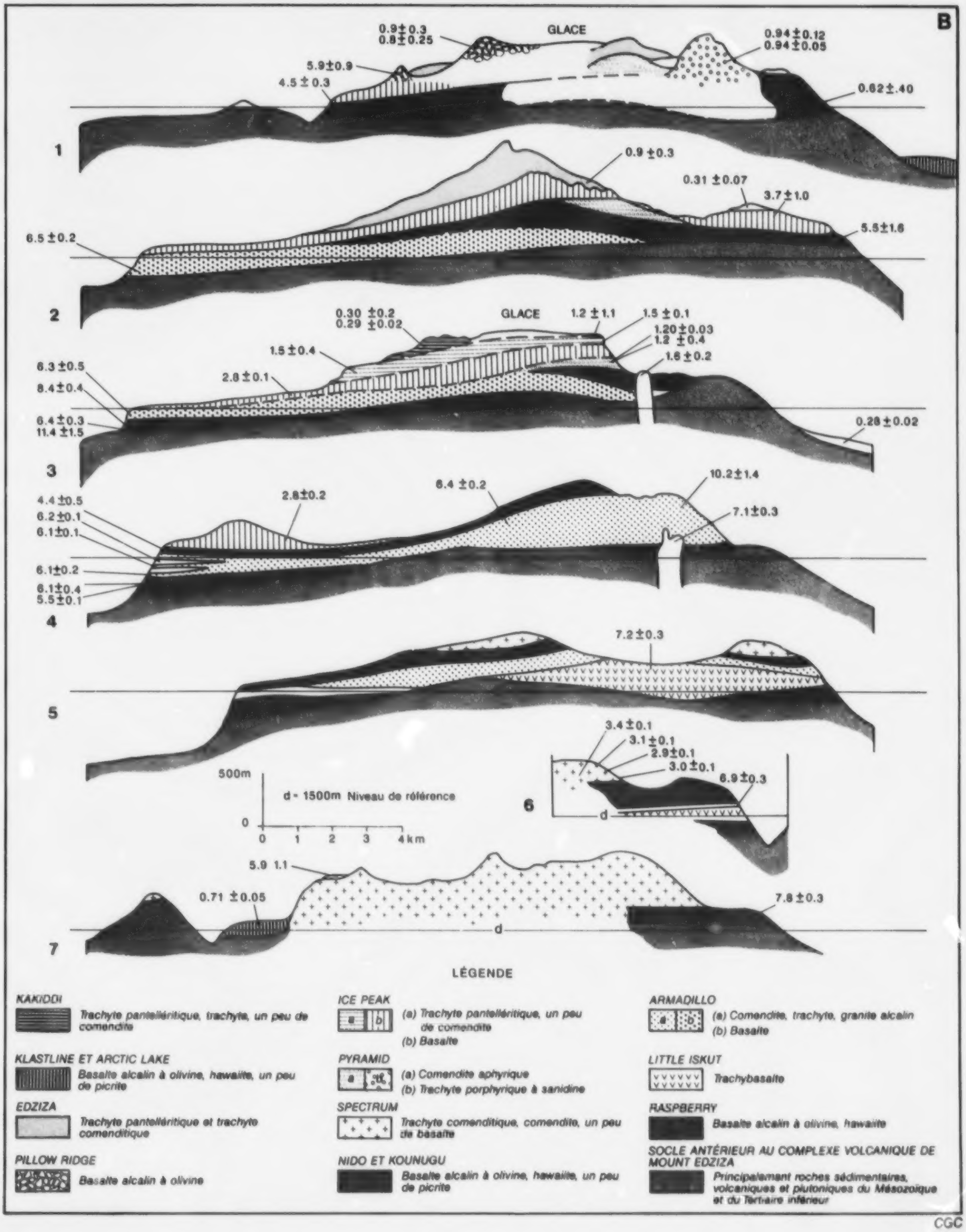


Figure 10-15. (A) Carte schématique du Complexe volcanique de Mount Edziza montrant la relation entre le plateau volcanique et les stratovolcans centraux, et (B) coupes stratigraphiques schématiques montrant la relation entre la stratigraphie et les datations radiométriques K/Ar (âges en Ma). La Formation de Big Raven, postglaciaire, a été omise dans les coupes stratigraphiques.


B
GLACE
0.9 ± 0.3
0.8 ± 0.25
5.9 ± 0.9
4.5 ± 0.3
0.94 ± 0.12
0.94 ± 0.05
0.62 ± .40
1
0.9 ± 0.3
0.31 ± 0.07
3.7 ± 1.0
5.5 ± 1.6
6.5 ± 0.2
2
0.30 ± 0.2
0.29 ± 0.02
GLACE
1.2 ± 1.1
1.5 ± 0.1
1.20 ± 0.03
1.2 ± 0.4
1.5 ± 0.4
1.6 ± 0.2
2.8 ± 0.1
6.3 ± 0.5
8.4 ± 0.4
6.4 ± 0.3
11.4 ± 1.5
0.28 ± 0.02
3
2.8 ± 0.2
6.4 ± 0.2
10.2 ± 1.4
7.1 ± 0.3
4.4 ± 0.5
6.2 ± 0.1
6.1 ± 0.1
6.1 ± 0.2
6.1 ± 0.4
5.5 ± 0.1
4
7.2 ± 0.3
5
3.4 ± 0.1
3.1 ± 0.1
2.9 ± 0.1
3.0 ± 0.1
6.9 ± 0.3
6
d
500m
0
d = 1500m Niveau de référence
0 1 2 3 4 km
5.9 1.1
0.71 ± 0.05
7.8 ± 0.3
d
7
LÉGENDE
KAKIDDI
Trachyte pantelléritique, trachyte, un peu de comendite
KLASTLINE ET ARCTIC LAKE
Basalte alcalin à olivine, hawaiite, un peu de picrite
EDZIZA
Trachyte pantelléritique et trachyte comenditique
PILLOW RIDGE
Basalte alcalin à olivine
ICE PEAK
(a) Trachyte pantelléritique, un peu de comendite
(b) Basalte
PYRAMID
(a) Comendite aphyrique
(b) Trachyte porphyrique à sanidine
SPECTRUM
Trachyte comenditique, comendite, un peu de basalte
NIDO ET KOUNUGU
Basalte alcalin à olivine, hawaiite, un peu de picrite
ARMADILLO
(a) Comendite, trachyte, granite alcalin
(b) Basalte
LITTLE ISKUT
Trachybasalte
RASPBERRY
Basalte alcalin à olivine, hawaiite
SOCLE ANTÉRIEUR AU COMPLEXE VOLCANIQUE DE MOUNT EDZIZA
Principalement roches sédimentaires, volcaniques et plutoniques du Mésozoïque et du Tertiaire inférieur

CGC

et s'est terminé par l'épanchement d'un volume moindre de laves felsiques à partir d'une cheminée centrale. Les séquences basaltiques passent généralement, de bas en haut, d'un basalte à olivine alcalin, aphanitique, à une hawaiite porphyrique à feldspath abruptement recouverte par l'assemblage felsique supérieur.

La répétition cyclique des séquences de basalte, trachyte et comendite, et la variation uniforme de composition entre les membres extrêmes, suggèrent qu'il existe une relation génétique entre les membres mafiques et felsiques du complexe. La modélisation des éléments majeurs (Souther et Hickson, 1984) indique que toute la gamme des roches intermédiaires et felsiques du Complexe volcanique de Mount Edziza peut être obtenue par cristallisation fractionnée d'un matériau parental commun, composé d'un basalte alcalin à olivine. La répétition stratigraphique des cycles magmatiques, qui commencent par un basalte et sont suivis d'un volume moindre de laves felsiques, concorde avec l'injection répétée d'un basalte alcalin à olivine primitif, provenant du manteau, dans les réservoirs magmatiques crustaux. Le contexte tectonique du Complexe volcanique de Mount Edziza, dans une région de distension de la croûte, a sans doute favorisé la formation de réservoirs situés à de faibles profondeurs, assez vastes et de capacité thermique assez grande pour permettre une cristallisation fractionnée soutenue.

À l'est du Complexe d'Edziza-Spectrum, des lambeaux d'érosion subhorizontaux constitués de basalte, qui recouvrent des sommets concordants dans l'ouest de la chaîne Skeena, reposent en discordance sur des sédiments déformés du Jurassique supérieur appartenant au Groupe de Bowser Lake. Les coulées sont associées à un groupe de necks volcaniques (planche 27), qui sont probablement les conduits centraux d'où s'échappaient les basaltes qui ont formé plusieurs volcans-boucliers de faible hauteur. Bien que les laves et les necks soient profondément disséqués, les datations K/Ar (environ 5 Ma) indiquent qu'ils sont contemporains des basaltes présents dans la portion inférieure du Complexe de Mount Edziza. La surface sur laquelle ils reposent a plus de 2 000 m d'altitude, tandis que la surface modérément ondulée recouverte par les coulées d'Edziza a une altitude variant entre environ 1 700 m à l'est et environ 1 200 m à l'ouest, où la surface est tronquée par les chaînons orientaux de la chaîne Côtière. L'abaissement de la surface d'érosion prévolcanique sous-jacente au Complexe d'Edziza-Spectrum, par rapport à la chaîne Skeena à l'est et à la chaîne Côtière à l'ouest, semble indiquer que l'éruption des laves du Complexe volcanique de Mount Edziza a été liée à la subsidence et à la distension de la croûte.

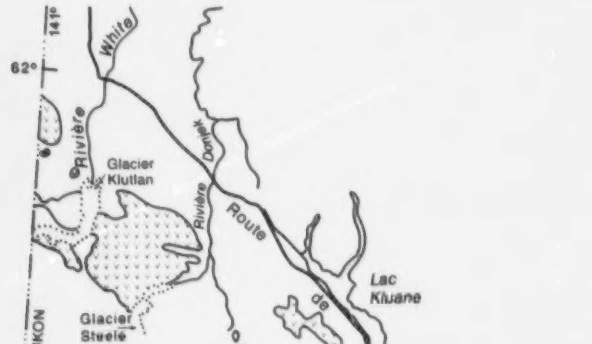


Figure 10-16. Carte indiquant la distribution des roches volcaniques du Néogène dans le massif St. Elias.

Le segment de Level Mountain, qui se situe dans la ceinture volcanique de Stikine, comprend le stratovolcan du Complexe de Level Mountain qui fait partie du volcan-bouclier adjacent du Complexe de Heart Peaks, des dizaines de tuyas intraglaciaires et postglaciaires plus petits, des cônes pyroclastiques et des coulées de vallée distribués dans une vaste zone de direction générale nord-nord-est, décalée au nord et à l'ouest du segment d'Edziza. Ce segment commence au sud de la rivière Tahltan, où des vestiges de cônes et coulées pyroclastiques de composition basaltique affleurent sur les hautes terres à l'ouest de la rivière Stikine; il se continue au nord en passant par le mont Level et traverse les terranes de Slide Mountain et de Cassiar, jusqu'à la vallée de la Liard près du lac Watson où les coulées et tephras basaltiques ont été datés par la méthode K/Ar d'environ 0,5 Ma (J.A. Westgate, communication personnelle, 1984). Le mont Level est un stratovolcan comprenant un bouclier inférieur recouvert par un vaste stratocône (Hamilton, 1981). Il couvre une superficie de plus de 1 800 km² et contient au moins 860 km³ de laves et de roches pyroclastiques. Le bouclier inférieur repose sur une surface régionale d'érosion d'âge tertiaire, d'environ 750 m d'altitude, et forme un plateau basaltique édifié par l'accumulation de laves et bordé de falaises, qui s'élève en moyenne jusqu'à 1 400 m. Le stratocône profondément disséqué, qui occupe une superficie d'environ 1 000 km², atteint une altitude maximale de 2 200 m au-dessus de la partie centrale du bouclier.

Ce bouclier se compose presque entièrement de volcanites transitionnelles (basalte alcalin-tholéiite) et de hawaiite saturée en silice, qui se présentent en minces coulées prismées séparées par des brèches de sommet de coulées cordées. Par contre, le stratocône relativement complexe comprend au moins cinq ensembles bimodaux de coulées et de pyroclastites, formant des empilements qui se recouvrent les uns les autres et qui ont été émis par les cheminées volcaniques adjacentes. Les composantes felsiques, principalement une trachyte et une comendite hyperalcalines, forment approximativement 80 % du stratocône (Hamilton, 1981). Les basaltes associés sont généralement alcalins et comprennent une hawaiite, une mugéarite et une benmoréite. Les indices d'une glaciation et d'un volcanisme contemporains l'un de l'autre sont

nombreux. Un till, un lahar, des blocs erratiques, une brèche tufacée volcano-glaciaire et des laves en coussins sont interstratifiés avec les coulées, et des tuyas occupent la surface sommitale du bouclier et apparaissent aussi sous forme de lambeaux.

Les datations K/Ar (14,9 à 5,8 Ma) de l'empilement du Complexe de Level Mountain couvrent une grande partie du Miocène moyen et tardif et suggèrent qu'il n'y a pas eu de hiatus entre l'édification du bouclier et les phases d'activité du stratocône. Le mont Level est le plus vaste édifice d'âge néogène dans la ceinture volcanique de Stikine et probablement le premier centre volcanique entré en éruption.

Le bouclier basaltique du Complexe de Heart Peaks, qui date du Miocène tardif (Souther, 1971; Casey et Scarfe, 1980), occupe une région d'environ 275 km² à l'ouest du stratovolcan du mont Level. Il est séparé du Complexe de Level Mountain par la vallée profondément encaissée de la rivière Dudidontu, mais les coulées émises par les deux centres ont dû être coextensives l'une de l'autre. Sur le côté ouest de l'empilement de Heart Peaks, un escarpement met en évidence environ 25 coulées de basalte alcalin à olivine, dont l'épaisseur combinée dépasse 450 m. Sur la bordure nord-ouest du bouclier, les coulées basaltiques semblent recouvrir un amas de dômes rhyolitiques ou former des interdigitations avec ceux-ci (Formation de Heart Peaks), qui autrefois étaient considérés comme contemporains du basalte. Toutefois, les datations de la rhyolite par la méthode K/Ar indiquent que celle-ci date de l'Éocène, donc suggèrent qu'elle est corrélative de la Formation de Sloko et qu'elle constituait un empilement préexistant au pied duquel seraient parvenues les coulées basaltiques plus récentes.

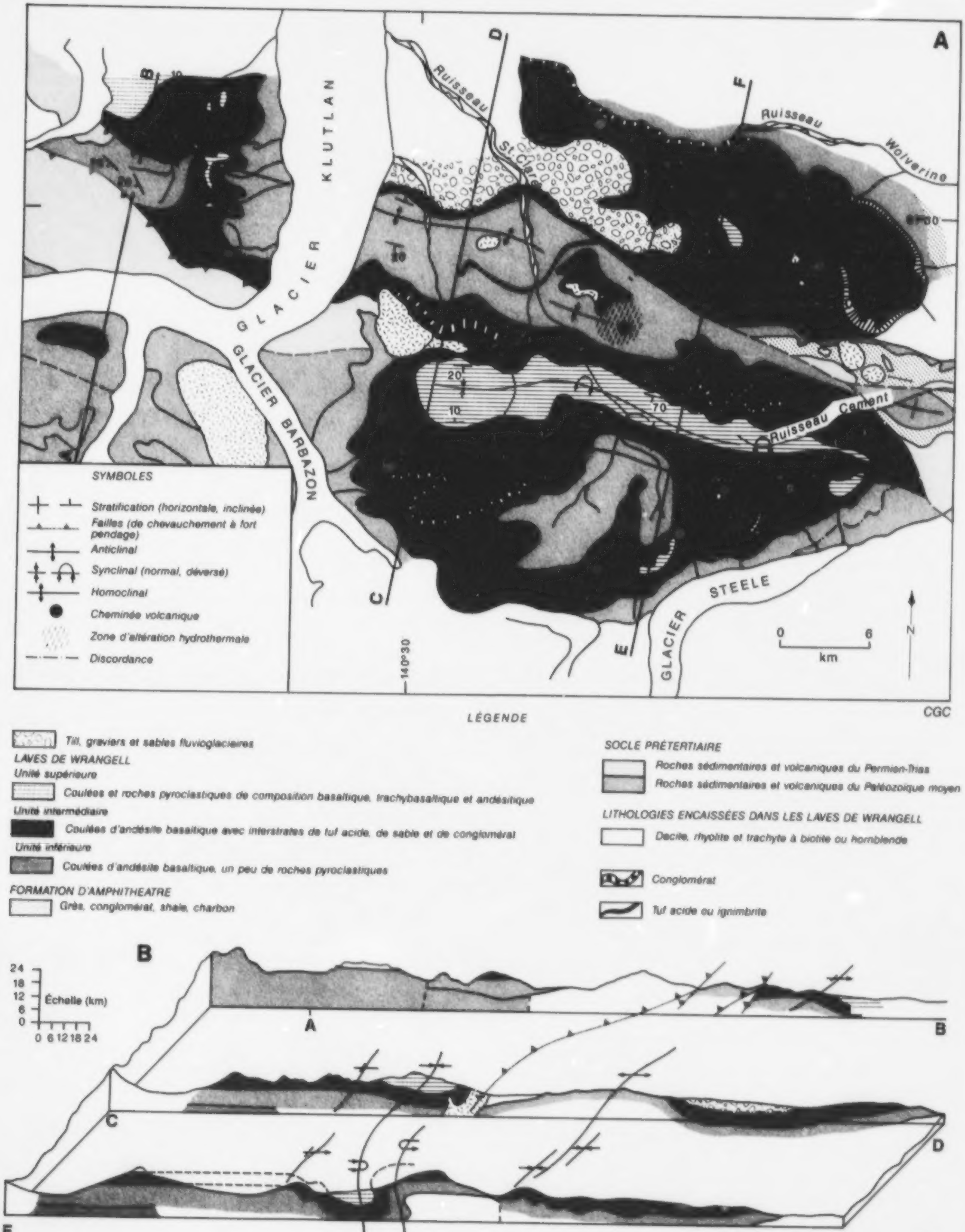
Les segments d'Atlin, de Whitehorse et de Fort Selkirk de la ceinture volcanique de Stikine sont relativement courts. Ils comprennent des amas distincts contenant quelques centres éruptifs et des vestiges de coulées qui se situent de plus en plus loin au nord-ouest, mais n'ont pas la linéarité nord-sud interne des segments plus grands. Le segment d'Atlin comprend des cônes de scories postglaciaires à l'est du lac Atlin (Aitken, 1959). Le segment de Whitehorse inclut les coulées basaltiques de Miles Canyon et d'Alligator Lake, et des vestiges clairsemés de coulées au nord et à l'est du mont Ibex.

L'empilement d'Alligator Lake, dont le volume est estimé à 0,5 km³, est sans doute représentatif des centres volcaniques relativement petits de la ceinture volcanique de Stikine. Les laves basaltiques ont été émises par deux cônes composites de scories qui, bien que profondément érodés, ont gardé leur forme circulaire. La succession de coulées a été subdivisée en cinq unités chimiquement distinctes (Eiche, 1986). Deux d'entre elles comprennent un basalte alcalin à olivine et une basanite qui sont caractérisés par une teneur élevée en Mg (13,5-19,5 % cationique) et renferment des xénolites de lherzolite à spinelle, ce qui suggère qu'elles pourraient représenter des magmas primaires directement issus du manteau. Les différences observées au niveau de l'abondance des terres rares et des éléments lithophiles à grand rayon ionique indiquent que les deux magmas primaires pourraient être issus d'une même source mantellique contenant des grenats, mais qu'ils ont été soumis à des degrés de fusion partielle différents, à des profondeurs différentes. Dans les trois autres unités, les minéraux normatifs sont respectivement l'hypersthène, le quartz et la néphéline. Leur diversité chimique suggère qu'elles ont subi une évolution complexe, à savoir la différenciation de leurs magmas parentaux après que ceux-ci aient quitté leur source mantellique. Dans les laves différenciées, les teneurs en éléments traces indiquent qu'elles ne sont pas issues des mêmes magmas que les unités primitives de basalte alcalin à olivine, contenant des xénolites de lherzolite, et les unités de basanite. Il est plus vraisemblable que chaque unité est le produit d'un petit lot de magma primaire caractérisé par une composition distincte.

Le complexe de Volcano Mountain (Bostock, 1936), qui est un cône basaltique composite, situé sur le versant nord de la vallée du Yukon, est le principal centre volcanique du segment de Fort Selkirk. Les coulées issues de ce centre ont submergé une vaste région autour de Fort Selkirk, et les vestiges d'un basalte similaire provenant de cônes satellites proches occupent des vallées tributaires de la rivière Stewart, au nord du mont Volcano. Au nord de Fort Selkirk, cinq coulées dont l'épaisseur globale dépasse 150 m affleurent sur les rives du fleuve Yukon. Les coulées individuelles de basalte alcalin porphyrique à olivine, grossièrement prismées, ont une épaisseur comprise entre 6 et 65 m. Localement, le basalte repose sur des dépôts non consolidés de gravier fluviatile d'épandage fluvioglaciaire et de loess. Les troncs carbonisés d'arbustes enveloppés par la coulée inférieure ont été datés par la méthode du ^{14}C de 38 000 ans (Bostock, 1966). Un cône de scories proche, qui s'est édifié sur les coulées, est recouvert des Cendres de White River, vieilles de 1 500 ans, donc les laves de Selkirk et le cône de scories seraient postérieurs à l'avancée glaciaire de Reid (Nisling) et plus récents que l'avancée de McConnell. Le tuf basaltique qui recouvre les flancs du cône de scories contient d'abondants nodules de lherzolite à spinelle (Sinclair et al., 1978).

Roches volcaniques d'arc du nord-ouest de la Colombie-Britannique et du sud-ouest du Yukon liées à la subduction et à une faille transformante

Des vestiges clairsemés de laves subaériennes et de roches pyroclastiques du Tertiaire supérieur sont préservés sur toute la bordure orientale du massif St. Elias. Cet assemblage calco-alcalin est sans doute le produit du volcanisme d'arc survenu sur un front volcanique, dont l'existence est liée à la convergence de la croûte pacifique et de la partie nord du continent nord-américain. Sur de grandes étendues, les roches extrusives forment des accumulations planes et non dérangées sur une surface tertiaire de relief modéré, mais localement, des strates du même âge ont été soumises à une phase tectonique tardive au cours de laquelle elles ont été faillées et déformées en plis serrés et symétriques, ou chevauchées par des roches du socle prétertiaire le long de failles de chevauchement à pendage sud-ouest. Un soulèvement récent de grande envergure, accompagné d'une érosion rapide, a réduit des étendues autrefois vastes de roches volcaniques du Tertiaire supérieur à de petits lambeaux isolés. Par endroits, les roches éruptives ont été complètement enlevées par l'érosion et seuls subsistent des plutons hypovolcaniques, des necks, des essaims de dykes et des zones d'altération hydrothermale.


A
Ruisseau St Clair
Ruisseau Wolverine
GLACIER KLUTLAN
GLACIER BARBAZON
Ruisseau Cement
GLACIER STEELE
140°30
0 6 km
N
SYMBOLES
Stratification (horizontale, inclinée)
Failles (de chevauchement à fort pendage)
Anticlinal
Synclinal (normal, déversé)
Homoclinal
Cheminée volcanique
Zone d'altération hydrothermale
Discordance
CGC
LÉGENDE
Till, graviers et sables fluvioglaciaires
LAVES DE WRANGELL
Unité supérieure
Coulées et roches pyroclastiques de composition basaltique, trachybasaltique et andésitique
Unité intermédiaire
Coulées d'andésite basaltique avec interstrates de tuf acide, de sable et de conglomérat
Unité inférieure
Coulées d'andésite basaltique, un peu de roches pyroclastiques
FORMATION D'AMPHITHEATRE
Grès, conglomérat, shale, charbon
SOCLE PRÉTERTIAIRE
Roches sédimentaires et volcaniques du Permien-Trias
Roches sédimentaires et volcaniques du Paléozoïque moyen
LITHOLOGIES ENCAISSÉES DANS LES LAVES DE WRANGELL
Dacite, rhyolite et trachyte à biotite ou hornblende
Conglomérat
Tuf acide ou ignimbrite
Échelle (km)
0 6 12 18 24
A B C D E F
CGC

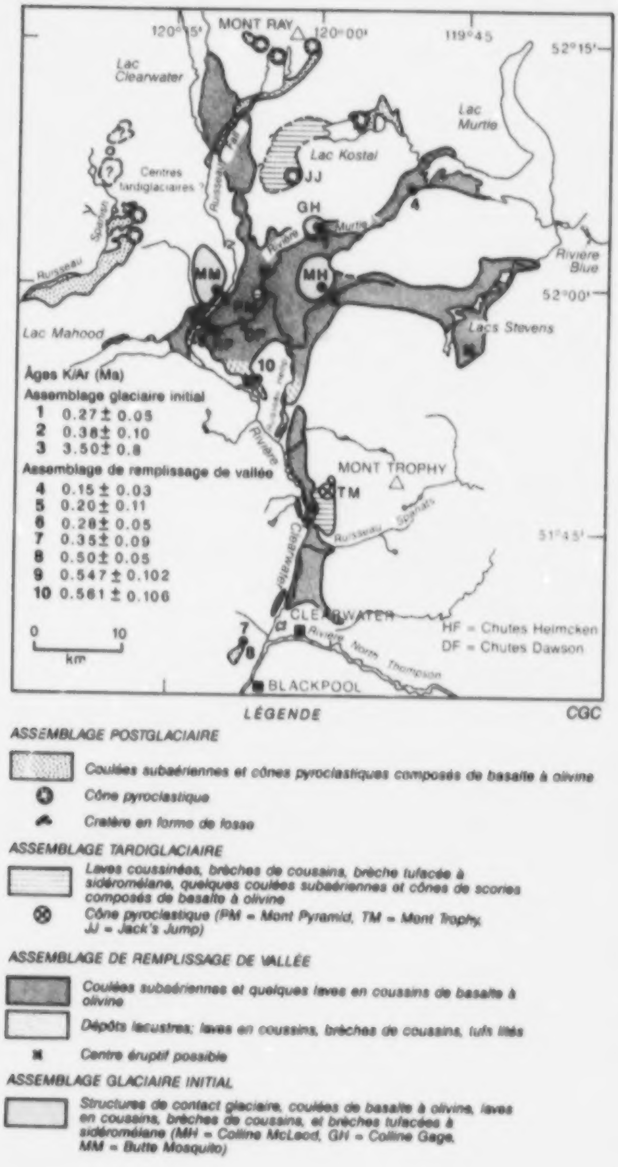


Figure 10-18. Carte généralisée montrant la distribution des faciès préglaciaires, intraglaciaires et postglaciaires du basalte de Clearwater. D'après Hickson (1986).

Figure 10-17. (A) Carte et (B) coupes stratigraphiques schématiques montrant la distribution des Laves de Wrangell et la variation du style structural dans une partie de la province de St. Clare (d'après Souther et Stanciu, 1975).

Ceinture volcanique de Wrangell

Au Canada, les roches volcaniques de la ceinture volcanique de Wrangell sont divisées en trois sous-provinces stratigraphiquement et structuralement distinctes (Souther et Stanciu, 1975). La province de Canyon Mountain dans le nord-ouest de la région du lac Kluane est coextensive d'une étendue beaucoup plus vaste des Laves de Wrangell dans une région avoisinante en Alaska (fig. 10-14). Environ 610 m de basalte, de laves d'andésite basaltique et de roches pyroclastiques, légèrememt basculés, reposent en concordance sur des grès et conglomérats tertiaires. Une brèche pyroclastique grossière comprenant des clastes faiblement soudés de lave vésiculaire noire constitue le tiers inférieur de la coupe stratigraphique. L'unité inférieure est recoupée par de nombreux dykes et coupoles et recouverte d'une couche de conglomérat volcanique, de tuf ponceux, de coulées de boue et de brèche sédimentaire, qui la séparent d'une séquence sus-jacente de coulées de basalte à olivine et couches de scories minces et irrégulières. La prédominance des débris pyroclastiques grossiers, des coulées épaisses et irrégulières, et des masses de dykes orientés au hasard, suggèrent un environnement proximal d'un vaste dôme central composite, constitué d'andésite basaltique, sur lequel se sont édifiés de nombreux cônes basaltiques satellites.

La province de St. Clare s'étend de la rivière White vers le sud jusqu'à la rivière Slims (fig. 10-16). Elle englobe une vaste zone de terrains volcaniques accidentés, qui bordent les chaînons Icefield au sud jusqu'au glacier Steele, et des vestiges isolés, plus au sud et en bordure du chaînon Kluane. L'épaisseur des terrains varie entre quelques mètres, dans quelques-unes des couches de couverture résiduelles, et plus de 1 800 m le long du synclinal de St. Clare (fig. 10-17). Des coulées de basalte et d'andésite basaltique, ayant généralement moins de 12 m d'épaisseur, ont un volume plusieurs fois supérieur à celui des roches pyroclastiques apparentées. Des masses intrusives de rhyolite à biotite et hornblende et de dacite blanches recoupent les roches éruptives de la partie inférieure des Laves de Wrangell. Les contacts sont généralement bien définis, mais la partie extérieure de l'intrusion et la roche encaissante adjacente peuvent être intensément bréchifiées et transformées par l'altération hydrothermale. De minces couches de ponce felsique, localement redéposées par l'action de l'eau, des coulées mineures de cendres soudées, des masses allongées de siltstone et de mudstone à charbon et des lentilles discontinues de conglomérat volcanique sont interstratifiés avec les coulées. Les clastes proviennent entièrement des Laves de Wrangell et ont probablement été arrachés à des édifices volcaniques et non à un terrane soulevé par des mouvements tectoniques. L'absence d'épais prismes de roches clastiques polygéniques provenant de l'ouest, à l'intérieur de la succession de Wrangell, et la présence de gisements de charbon interstratifiés suggèrent que les Laves de Wrangell se sont épanchées sur une surface stable de faible relief avant la surrection du massif St. Elias. Des indices d'un soulèvement existent dans le nord de la province de St. Clare, où les roches volcaniques sont recouvertes en discordance par d'anciens dépôts de graviers polygéniques, fluviatiles et glaciaires, des tills et des dépôts lacustres contenant des clastes de roches de la succession de Wrangell et de roches antérieures à cette succession.

La province d'Alsek englobe trois principaux empilements de roches éruptives et de nombreux vestiges, petits et isolés, formés de coulées et d'intrusions hypovolcaniques. Bien que localement inclinées, les roches néogènes de la province d'Alsek n'ont pas subi l'importante déformation postvolcanique observée dans la province de St. Clare. Par ailleurs, la séquence d'épisodes éruptifs est extrêmement complexe et comporte au moins quatre phases distinctes d'activité. La surface prévolcanique est recouverte d'un placage discontinu de sédiments du Tertiaire supérieur comprenant un grès, un conglomérat à cailloux de quartz, un shale carboné et de minces filons de charbon. Ceux-ci sont recouverts par les produits d'une éruption rhyolitique (phase 1) qui était centrée à l'est de la rivière Alsek où d'épaisses coulées proximales passent latéralement à des coulées de cendres soudées et à des couches distales de ponce de retombées. Un très grand cône composite basaltique-andésitique (phase 2) recouvre partiellement l'ancien édifice rhyolitique à l'est de la rivière Dusty. Une seconde phase de volcanisme rhyolitique (phase 3) a produit un important volume de roches pyroclastiques issues de cheminées volcaniques à l'ouest de la rivière Dusty, où les éruptions ont été accompagnées de l'effondrement et de la destruction partielle du cône d'andésite basaltique formé au cours de la phase 2. Cette phase d'activité a été accompagnée de l'intrusion de grands corps hypovolcaniques, d'une importante altération hydrothermale et de la formation d'un vaste réseau filonien dans les couches sus-jacentes. Les coulées distales de cendres et les ponces de retombées de la phase 3 occupent de grandes étendues au nord et au sud de la région de la cheminée volcanique. Elles sont souvent préservées au-dessous des couvertures d'andésite basaltique relativement minces formées au cours de la phase 4 et sont peut-être corrélatives de couches distales de tufs présentes dans la succession de St. Clare. Pendant la phase 4, les laves d'andésite basaltique émises par de nombreuses petites cheminées centrales se sont épanchées sur la surface de l'édifice rhyolitique plus ancien formé au cours de la phase 3.

La ceinture volcanique de Wrangell, située dans le nord du Canada, est coextensive des volcans quaternaires actifs situés dans la région avoisinante en Alaska. Au Canada, aucun centre plus récent que le Miocène tardif n'est connu, toutefois une cheminée volcanique proche de la source du glacier Klutlan, à 24 km à l'ouest de la frontière entre l'Alaska et le Yukon, ayant émis des ponces rhyolitiques (Cendres de White River), a recouvert de vastes étendues du nord-ouest du Canada d'une couche de tephras (Lerbekmo et Campbell, 1969). Les cendres sont réparties en deux lobes, un lobe septentrional reposant sur de la tourbe datée par la méthode du radiocarbone de 1 990 à 1 750 ans et un lobe de direction générale est reposant sur la tourbe et daté par la même méthode de 1 460 à 1 200 ans.

Roches volcaniques du centre est de la Colombie-Britannique

Des cônes et necks basaltiques du Néogène tardif et du Quaternaire, ainsi que des coulées de remplissage de vallée associées, sont présents dans les hautes terres à l'est du Plateau intérieur. Ces centres sont situés à l'extérieur des principales ceintures volcaniques et leur origine au regard du contexte tectonique est mal connue. Ils sont rapprochés des roches du terrane de Slide Mountain et parallèles à celles-ci, sur la bordure orientale de la Quesnellie, et ils sont peut-être la manifestation de petites quantités de magma générées dans une zone de distension naissante liée à la formation de failles normales (Hickson, 1986).

Province volcanique de Clearwater-Quesnel

Dans la région de Wells Grey-Clearwater (Hickson et Souther, 1984; Hickson, 1986), des coulées de basalte se sont épanchées à partir de plusieurs centres distincts, à la fois pendant des périodes de glaciation régionale et pendant des périodes interglaciaires (fig. 10-18). Un assemblage glaciaire comprenant des tuyas circulaires à sommet plat, de 2 à 4 km de diamètre, comporte des laves en coussins et des hyaloclastites, ainsi que des coulées subaériennes confinées. Il comprend également des accumulations sous-glaciaires et coniques d'hyaloclastites, comme le mont Pyramid, qui n'ont peut-être pas émergé des glaces, et deux accumulations transitionnelles formées à un contact glaciaire. Ces dernières résultent de l'éruption de laves sur un terrain élevé à proximité de la surface supérieure de la glace; à cet endroit, un vaste édifice plus bas, constitué de laves en coussins et de brèche tufacée à sidéromélane, est recouvert par une superstructure de coulées subaériennes et de dépôts pyroclastiques. Ces structures jouxtent un assemblage de coulées remplissant des vallées et sont également entourées par cet assemblage; les coulées, issues de cheminées volcaniques non définies, se sont regroupées dans la vallée de la Clearwater. Les champs de laves intermontagneux ainsi formés ont été profondément disséqués tout au long de la vallée de la Clearwater et de ses vallées tributaires, dans lesquelles affleurent des coupes pouvant atteindre 180 m de haut. La plupart des coulées sont subaériennes, ont de 1 à 10 m d'épaisseur et sont séparées les unes des autres par de minces couches de brèches de sommet de coulées cordées ou scoriacées. Localement, entre les coulées prismées, apparaissent de petites lentilles de laves en coussins et des poches de gravier fluviatile - laissées par de petits cours d'eau et lacs brièvement apparus à la surface des laves avant l'élimination de ces plans d'eau par une autre coulée de lave. Les moulages de brindilles et d'arbres indiquent qu'une forêt mature prospérait sur le champ de laves ou à proximité de celui-ci pendant la croissance de ce dernier, et de rares paléosols témoignent de périodes d'accalmie.

De petits cônes pyroclastiques postglaciaires et les coulées apparentées, dont un grand nombre contiennent des inclusions de lherzolite, sont dispersés dans l'ensemble de la région de Clearwater et au nord jusqu'au lac Quesnel. Les cônes pyroclastiques parfaitement conservés de la région du ruisseau Spanish et le cône Kostal de la vallée de la Murtle sont parmi les centres éruptifs les plus récemment actifs de la Colombie-Britannique.

Province volcanique de McConnell Creek

Les necks, dykes et laves basaltiques présents dans l'est de la chaîne Omineca, dans la région de McConnell Creek, sont coextensifs des intrusions de Kastberg et sont peut-être leurs équivalents extrusifs (Lord, 1948). Les necks, qui peuvent atteindre 300 m de diamètre et plus de 100 m de haut, sont les vestiges érodés de conduits cylindriques comblés par des laves, qui recoupent le grès du Groupe de Sustut situé dans le Crétacé supérieur. Des dykes

basaltiques associés, qui en général ont moins de 3 m, mais localement plus de 60 m de large, recoupent les strates de Sustut et les intrusions de porphyre de Kastberg. Les laves forment une couverture horizontale ou légèrement inclinée sur les interfluves, à plus de 300 m au-dessus du fond des vallées adjacentes. Ce sont sans doute les vestiges de nombreux champs de laves plus vastes qui se sont répandus sur une surface d'érosion datant du Tertiaire moyen. Les cônes pyroclastiques associés ne semblent pas avoir été englacés, ce qui suggère que la période de volcanisme s'est échelonnée, avec ou sans interruptions notables, du Tertiaire moyen approximativement à l'Holocène.

RÉFÉRENCES

Addicott, W.D.
1978: Late Miocene molluscs from the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada; Journal of Research of the United States Geological Survey, v. 6, p. 667-690.

Aitken, J.D.
1959: Atlin map-area, British Columbia (104 N); Geological Survey of Canada, Memoir 307, p. 69-70.

Armstrong, R.L., Muller, J.E., Harakal, J.E., and Muehlenbachs, K.
1985: The Neogene Alert Bay Volcanic Belt of northern Vancouver Island, Canada: descending-plate-edge volcanism in the arc-trench gap; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 26, p. 75-97.

Baer, A.J.
1973: Bella Coola-Laredo Sound map-areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 372.

Berg, H.C., Elliott, R.L., Smith, J.G., Pittman, T.L., and Kimball, A.L.
1977: Mineral resources of the Granite Fiords Wilderness Study Area, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1403.

Berg, H.C., Elliott, R.L., Smith, J.G., and Koch, R.D.
1978: Geological map of the Ketchikan and Prince Rupert quadrangles, Alaska; United States Geological Survey Open-File Report 78-73A.

Berman, R.G.
1981: Differentiation of calc-alkaline magmas: evidence from the Coquihalla volcanic complex, British Columbia; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 9, p. 151-179.

Berman, R.G. and Armstrong, R.L.
1980: Geology of the Coquihalla Volcanic Complex, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 985-995.

Bevier, M.L.
1981a: Stratigraphy and petrology of the Miocene plateau lavas of British Columbia; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 6, p. A-4.
1981b: The Rainbow Range, British Columbia: a Miocene peralkaline shield volcano; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 11, p. 225-251.
1983: Implications of chemical and isotopic composition for petrogenesis of Chilcotin Group basalts, British Columbia; Journal of Petrology, v. 24, p. 207-226.

Bevier, M.L., Armstrong, R.L., and Souther, J.G.
1979: Miocene peralkaline volcanism in west-central British Columbia - its temporal and plate-tectonic setting; Geology, v. 7, p. 389-392.

Bornhold, B.D. and Yorath, C.J.
1984: Surficial geology of the continental shelf, northwestern Vancouver Island; Marine Geology, v. 57, p. 98-112.

Bostock, H.S.
1936: Carmacks District, Yukon; Geological Survey of Canada, Memoir 189.
1966: Notes on glaciation in central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 65-36.

Campbell, R.B. and Tipper, H.W.
1971: Bonaparte Lake map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 363.

Casey, J.J. and Scarfe, C.M.
1980: Summary of the petrology of the Heart Peaks volcanic centre, northwestern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 356.

Champigny, N., Henderson, C.M., and Rouse, G.E.
1981: New evidence for the age of the Skonun Formation, Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1900-1903.

Cockfield, W.E.
1948: Geology and mineral deposits of Nicola map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 249.

Dawson, G.M.
1879: Preliminary report on the physical and geological features of the southern portion of the interior of British Columbia; Geological Survey of Canada, Report of Progress 1877-1878, p. B1-B173.

Denton, G.H. and Armstrong, R.L.
1969: Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska; American Journal of Science, v. 267, p. 1121-1142.

Dolmage, V.
1922: Coast and islands of British Columbia between Burke and Douglas Channels; Geological Survey of Canada, Summary Report for 1921, Part A, p. 22-49.

Eiche, G.
1986: Petrology of Quaternary alkaline lavas from the Alligator Lake Volcanic Complex, Yukon Territory, Canada; M.Sc. thesis, McGill University, Montreal.

Eisbacher, G.E. and Hopkins, S.L.
1977: Mid-Cenozoic paleogeomorphology and tectonic setting of the St. Elias Mountains, Yukon Territory; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-1B, p. 319-335.

Elliott, R.L., Koch, R.D., and Robinson, S.W.
1981: Age of basalt flows in the Blue River valley, Bradfield Canal quadrangle; in The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments during 1979, Geological Survey Circular 823-B, p. B115-B116.

Farquharson, R.B.
1973: The petrology of late Tertiary dolerite plugs in the South Cariboo region, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 205-225.

Green, N.L.
1981: Geology and petrology of Quaternary volcanic rocks, Garibaldi Lake area, southwestern British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 92, Part 1, p. 697-702, and Part 2, p. 1359-1470.

Green, N.L., Armstrong, R.L., Harakal, J.E., Souther, J.G., and Read, P.B.
1988: Eruptive history and K-Ar geochronology of the Garibaldi volcanic belt, southewestern British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 100, p. 563-579.

Hamilton, T.S.
1981: Late Cenozoic alkaline volcanics of the Level Mountain Range, northwestern British Columbia: Geology, petrology and paleomagnetism; Ph.D. thesis, University of Alberta, Edmonton.

Hickson, C.J.
1986: Quaternary volcanics of the Wells Gray-Clearwater area, east central British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Hickson, C.J. and Souther, J.G.
1984: Late Cenozoic volcanic rocks of the Clearwater-Wells Gray area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 267-277.

Lawrence, R.B., Armstrong, R.L., and Berman, R.G.
1984: Garibaldi Group volcanic rocks of the Salal Creek area, southwestern British Columbia: alkaline lavas on the fringe of the predominantly calc-alkaline Garibaldi (Cascade) volcanic arc; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 21, p. 255-276.

Lerbekmo, J.F. and Campbell, F.A.
1969: Distribution, composition, and source of the White River Ash, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 109-116.

Lewis, T.J. and Souther, J.G.
1978: Meager Mountain, B.C. - a possible geothermal energy resource; Earth Physics Branch, Geothermal Series No. 9.

Littlejohn, A.L. and Greenwood, H.J.
1974: Lherzolite nodules in basalts from British Columbia, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1288-1308.

Lord, C.S.
1948: McConnell Creek Map-Area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 251, p. 43-45.

Mathews, H.W.
1951: The Table, a flat-topped volcano in southwestern British Columbia; American Journal of Science, v. 9, p. 830-841.
1952: Mount Garibaldi, a supraglacial Pleistocene volcano in southwestern British Columbia; American Journal of Science, v. 250, p. 81-103.
1958: Geology of the Mount Garibaldi map-area, southwestern British Columbia, Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 69, p. 179-198.

McKnight, B.
1965: Tertiary igneous activity in the Franklin Glacier area, British Columbia; B.A.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver.
Moore, D.P. and Mathews, W.H.
1978: The Rubble Creek landslide, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1039-1052.
Ney, C.S.
1968: Geological and geochemical report on the VAN claims, British Columbia; British Columbia Department of Mines, unpublished Assessment Report.
Read, P.B.
1977: Meager Creek volcanic complex: southwestern British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 277-281.
1978: Geology, Meager Creek geothermal area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 603.
Richards, T.
1971: Plutonic rocks between Hope, B.C. and the 49th parallel; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.
Rouse, G.E. and Mathews, W.H.
1979: Tertiary geology and palynology of Quesnel area, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27, p. 418-445.
Shouldice. D.H.
1971: Geology of the western Canadian continental shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 405-436.
Sinclair, P.D., Tempelman-Kluit, D.J., and Medaris, L.G. Jr.
1978: Lherzolite nodules from a Pleistocene cinder cone in central Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 220-226.
Souther, J.G.
1971: Geology and mineral deposits of Tulsequah map-area, British Columbia (104K); Geological Survey of Canada, Memoir 362.
1975: Geothermal Potential of Western Canada; in Proceedings Volume, 2nd United Nations Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources, San Francisco, May 1975, p. 259-267.
1977: Volcanism and tectonic environments in the Canadian Cordillera - a second look; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Baragar, L.C. Coleman, and J.M. Hall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 3-24.
1980: Geothermal reconnaissance in the central Garibaldi Belt, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 1-11.
1984: The Ilgachuz Range, a peralkaline shield volcano in central British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 1-10.
1986: The western Anahim Belt, rootzone of a peralkaline magma system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 895-908.
Souther, J.G. and Stanciu, C.
1975: Operation Saint Elias, Yukon Territory: Tertiary volcanic rocks; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 63-70.
Souther, J.G., Armstrong, R.L., and Harakal, J.
1984: Chronology of the peralkaline, late Cenozoic Mount Edziza Volcanic Complex, northern British Columbia, Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 337-349.
Souther, J.G. and Hickson, C.J.
1984: Crystal fractionation of the basalt comendite series of the Mount Edziza Volcanic Complex, British Columbia: major and trace elements; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 21, p. 79-106.
Souther, J.G., Clague, J.J., and Mathewes, R.W.
1987: Nazko Cone, a Quaternary volcano in the eastern Anahim Belt; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2477-2485.
Stephens, G.C.
1972: The geology of the Salal Creek Pluton, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, Lehigh University.
Stevens, R.D., Delabio, R.N., Lachance, G.R.
1982: Age determinations and geological studies, K-Ar Isotopic Ages, Report 15; Geological Survey of Canada, Paper 81-2, p. 15.
Stout, M.Z. and Nicholls, J.
1983: Origin of the hawaiites from the Itcha Mountain Range, British Columbia; Canadian Mineralogist, v. 21, p. 575-581.
Sutherland Brown, A.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54.
1969: Aiyansh lava flow, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1460-1468.
Tipper, H.W.
1957: Anahim Lake, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 10-1957.
1959: Quesnel, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 12-1959.
1961: Prince George, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 49-1960.
1963: Taseko Lakes, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 29-1963.
1978: Taseko Lakes map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 534.
Trettin, H.P.
1961: Geology of the Fraser River Valley between Lillooet and Big Bar Creek; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 44.
Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Delabio, R.N.
1978: Age determinations and geological studies, K-Ar Isotopic Ages, Report 13; Geological Survey of Canada, Paper 77-2.
Woodsworth, G.J.
1979: Geology of Whitesail Lake map-area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 25-29.
Yorath, C.J. and Chase R.L.
1981: Tectonic history of the Queen Charlotte Islands and adjacent areas - a model; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1717-1739.
Yorath, C.J. and Hyndman, R.D.
1983: Subsidence and thermal history of Queen Charlotte Basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 135-159.
Yorath, C.J., Tiffin, D.L., and Cameron, B.E.B.
1977: Submersible operation on the Pacific continental margin; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 301-310.

Adresse des auteurs

J.G. Souther
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

C.J. Yorath
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

ADDENDA

Le lecteur pourra prendre connaissance des récentes études sur les assemblages du Néogène des îles de la Reine-Charlotte, en consultant la publication suivante:

Woodsworth, G.J. (ed.)
1991: Evolution and hydrocarbon potential of the Queen Charlotte Basin, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 90-10, 569 p.

Imprimé au Canada

Chapitre 11

ÉVOLUTION PHYSIOGRAPHIQUE DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

Résumé
Introduction
Paléogéomorphologie
    Mésozoïque moyen
    Crétacé précoce
    Crétacé tardif et Paléocène
    Éocène précoce et moyen
    Oligocène
    Miocène
    Pliocène et Holocène
Autres événements géomorphologiques
Références

Chapitre 11

ÉVOLUTION PHYSIOGRAPHIQUE DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

W.H. Mathews

RÉSUMÉ

L'auteur du présent chapitre situe le début de l'évolution géomorphologique de la Cordillère canadienne au Jurassique moyen ou tardif, à l'époque de la collision du superterrane intermontagneux avec la marge occidentale du protocontinent nord-américain. Cet événement, ainsi qu'un événement similaire survenu plus tard au Mésozoïque, a produit deux complexes métamorphiques et plutoniques, ayant été affectés par un métamorphisme élevé, un soulèvement rapide et une érosion profonde. Ces complexes, soit le Domaine d'Omineca à l'est et le Domaine côtier à l'ouest, sont deux des cinq domaines géomorphologiques de la Cordillère.

La création du Domaine de l'avant-pays résulte elle aussi de la collision de plaques lithosphériques. À mesure que ce domaine se développe, du Mésozoïque moyen jusqu'au Cénozoïque initial, il se crée un réseau hydrographique en treillis qui rappelle le réseau actuel de la Cordillère, mais dans lequel le tracé des cours d'eau était différent de celui des cours d'eau actuels. Les premiers produits de l'érosion combinés aux matériaux en provenance du Domaine d'Omineca à l'ouest contribuent à la formation, dans l'avant-fosse située à l'est de l'orogène alors en surrection, d'une nappe presque continue de cônes alluviaux et de dépôts deltaïques associés.

Au Crétacé précoce, un épisode de pédiplanation étendue coïncide avec l'arrêt de l'activité magmatique dans l'ensemble de la Cordillère; il laisse des surfaces d'érosion préhauteriviennes à albiennes. Le soulèvement et le volcanisme qui affectent alors la partie ouest de la Cordillère entraînent une dégradation rapide et une sédimentation alluviale dans des détroits resserrés et à proximité.

Tandis que le coulissage et le magmatisme de type arc (andin?) prédominent dans une partie de la Cordillère occidentale, l'érosion et la sédimentation à l'ouest du Domaine de l'avant-pays déclinent au Crétacé tardif et au Paléocène pour reprendre à l'Éocène précoce et moyen. Des mouvements de rotation et d'extension succèdent à la déformation, qui était principalement en régime compressif. Le volcanisme mafique à felsique, calco-alcalin et alcalin, est répandu à l'intérieur de la Cordillère. Un flux thermique élevé modifie considérablement les rapports isotopiques dans les roches métamorphiques et plutoniques et s'accompagne d'une phase de distension puis d'un intervalle de soulèvement rapide et de dénudation. Des grabens, demi-grabens et bassins d'étendue locale deviennent des sites d'accumulation de roches sédimentaires et pyroclastiques qui, vu leur faible résistance à l'érosion, ne sont préservées que localement dans des creux topographiques actuels associés à des dépressions structurales anciennes. Ainsi, le diastrophisme éocène contribue indirectement à la topographie actuelle; en effet, de nombreuses failles éocènes délimitent des vallées actuelles. Cependant, d'autres vallées recoupent manifestement des dépôts et structures de l'Éocène.

Dans la partie intérieure de la Cordillère, un intervalle relativement calme suit l'événement de l'Éocène moyen et mène à la formation d'un relief peu prononcé qui se caractérise par de larges vallées; au cours du Miocène moyen, une brève période de rajeunissement des cours d'eau provoque le creusement, à l'intérieur de ces larges vallées, de chenaux étroits qui sont bientôt comblés de sédiments fluviatiles et tufacés. Des laves basaltiques fluides, épanchées du Miocène moyen jusqu'au Pliocène, forment une couverture mince et résistante sur les chenaux comblés et les fonds des grandes vallées. La Cordillère orientale a été affectée par une pédiplanation. Des vestiges presque intacts du paysage du Cénozoïque tardif se rencontrent encore de nos jours partout dans la Cordillère.

Un soulèvement postérieur au Miocène rétablit les principales chaînes de montagnes et provoque le creusement des vallées de rivières à des centaines et, localement, à des milliers de mètres de profondeur sous la surface du Cénozoïque tardif. Plusieurs périodes de glaciation, chacune comportant une nappe glaciaire majeure et de nombreuses calottes satellites couvrant la plus grande partie de la Cordillère, contribuent à élargir les vallées fluviales. Les glaces sapent les rares sommets qui émergent [illegible]rondissent ceux qu'elles recouvrent. Des sédiments [illegible]aires tapissent les plateaux et les basses terres. Les barrages de sédiments glaciaires et la glace elle-même obstruent de nombreuses vallées et dérangent le réseau hydrographique existant; les réseaux actuels ont pu se former après ces glaciations, même s'ils occupent des vallées remontant au préglaciaire.

Mathews, W. H.
1991: Évolution physiographique de la Cordillère canadienne; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 11, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

INTRODUCTION

La paléogéomorphologie de la Cordillère canadienne décrit non seulement la forme des anciennes surfaces terrestres, leur position par rapport à la surface actuelle et les changements survenus au cours des temps, mais aussi les

processus à l'origine de ces changements. Dans les études classiques, les surfaces «fossiles», ou discordances, ainsi que la nature et l'attitude des strates circonvoisines permettent d'interpréter la paléogéographie et l'environnement. Les dépôts sédimentaires et volcaniques renseignent sur les formes de relief et la vitesse des apports de matériaux en provenance des régions sources. La géobarométrie, la géothermométrie et la géochronologie des suites de roches et des gîtes minéraux permettent de calculer la profondeur de la couverture à différents moments dans le passé (p. ex., Høy, 1976, 1980; Ghent et al., 1983; Pigage et Greenwood, 1982; Hollister, 1979). Par endroits, à partir des associations de minéraux et des datations par la méthode des traces de fission, on peut déduire les anciens gradients et flux thermiques (Parrish et al., 1981a, b); le calcul des taux d'érosion aide à reconstituer l'histoire du refroidissement (Harrison et al., 1979).

Le présent chapitre examine la paléogéomorphologie de la Cordillère canadienne à compter du moment de l'accrétion des divers terranes au protocontinent nord-américain, au cours du Mésozoïque moyen et tardif. Avant cette époque, il est impossible de déterminer avec certitude quelle était la distribution des terres et des océans, ou celle des hautes et basses terres, par rapport à la géographie actuelle. Cependant, par suite de la collision des plaques qui ont créé le Domaine côtier, le Domaine d'Omineca et les chaînes de montagnes adjacentes, la Cordillère a pris une forme mieux connue. L'assemblage original des terranes pourrait avoir eu lieu bien au sud des positions actuelles; les mouvements coulissants survenus au Crétacé et au Paléogène ont déplacé les terranes jusqu'à leur position actuelle (Gabrielse, 1985). Depuis, l'érosion a oblitéré les chaînes de montagnes mésozoïques dont les emplacements se reconnaissent encore, même si la déformation a modifié le système de référence géographique.

PALÉOGÉOMORPHOLOGIE

Mésozoïque moyen

Les premiers indices de l'accrétion continentale nous proviennent des roches fortement métamorphisées du Domaine d'Omineca. Le métamorphisme s'est opéré sous des pressions de 5 à 7 kbar (profondeur d'environ 20 km) et à des températures supérieures à 600°C (Høy, 1976; Ghent et al., 1983). Les études de la structure, du métamorphisme et de la géochronologie font remonter le métamorphisme au Jurassique moyen. Par la suite, le Domaine d'Omineca a été soumis à une érosion profonde résultant d'un soulèvement considérable au Crétacé moyen et à l'Éocène. Il est devenu une source majeure de sédiments pour les séquences du Crétacé et du Cénozoïque inférieur qui se sont accumulées dans l'avant-fosse du Domaine de l'avant-pays et dans les bassins à l'ouest (Eisbacher, 1974; Bustin et Moffat, 1983).

Crétacé précoce

Eisbacher et al. (1974), McLean (1977), Hamblin et Walker (1979), Gibson et Hughes (1981), Stott (1984), Jeletzky et Tipper (1968) et Coates (1974) ont proposé des modèles paléogéographiques montrant la distribution des terres et des océans, des régions sources montagneuses et des sites de sédimentation dans les plaines côtières ou les détroits au cours du Jurassique tardif-Crétacé précoce. Ces modèles admettent l'existence d'une chaîne de montagnes allongée, centrée sur le Domaine d'Omineca actuel, à partir de laquelle des débris ont été répandus vers l'est sur une plaine alluviale et une plaine côtière jusqu'à une mer épicontinentale boréale (p. ex., les prismes de roches clastiques de Kootenay et de Blairmore dans le Domaine de l'avant-pays) et vers l'ouest dans un ou plusieurs bassins (ou dépressions) marins locaux, dont la cuvette de Tyaughton-Methow et le bassin de Skeena. La largeur actuelle de la région source, déduite à partir de la distance entre les occurrences limitrophes de sédiments du Jurassique supérieur ou du Crétacé inférieur, est de 370 km à proximité de 49°N (de Fernie jusqu'à la chaîne des Cascades) et de 240 km près de 58°N (des Foothills jusqu'au bassin de Bowser). Or, ces chiffres ne sont que des approximations de la largeur d'origine, car il y a eu compression considérable de la croûte au Crétacé-Paléocène, distension de la croûte à l'Éocène et des déplacements le long de décrochements longitudinaux. D'après les données paléomagnétiques provenant du craton, le miogéoclinal présentait une orientation N-S et était situé à une latitude relativement élevée (de 55° à 70°N) (Couillard et Irving, 1975), bien que les fossiles n'indiquent pas un climat arctique ou tempéré frais. Toutefois, les parties centrale et occidentale de la Cordillère se sont formées à des latitudes beaucoup moins élevées (Monger et Irving, 1980).

La structure et la morphologie de la Cordillère au Crétacé pourraient avoir ressemblé à celles que présente actuellement la chaîne de la Nouvelle-Guinée ou, pour être plus précis, à celles qu'elle présentait avant le volcanisme quaternaire (fig. 11-1). La chaîne de la Nouvelle-Guinée, tout comme la Cordillère, est limitée au sud par un craton que recouvre localement une mer épicontinentale dans laquelle se développe une vaste plaine côtière. Un océan profond la borde du côté nord. Le bassin hydrographique est centré entre l'océan au nord et la plaine côtière au sud. Le versant sud repose principalement sur des roches sédimentaires dans une zone de plissement et de chevauchement à vergence cratonique (D'Addario et al., 1975). Par ailleurs, le versant nord laisse affleurer des roches extrusives, intrusives et faiblement métamorphisées qui fournissent à une cuvette longitudinale et à un bassin océanique une série nettement différente de sédiments clastiques.

Bien que ces comparaisons structurales et lithologiques puissent s'appliquer à la Cordillère du Crétacé, les climats et la topographie détaillée des deux régions sont sans doute très différents. L'altération tropicale et la construction de récifs, deux processus nettement présents en Nouvelle-Guinée, n'ont aucun équivalent dans la Cordillère du Crétacé, si ce n'est dans le Domaine insulaire, où un grès marin du Crétacé supérieur repose sur des granodiorites profondément altérées (grus) du Jurassique précoce qui donnent des valeurs $\delta^{18}O$ élevées (Sutherland Brown et Yorath, 1985). Un écran pluviométrique important a dû exister du côté est de la Cordillère au Crétacé précoce, car la chaîne s'étendait en travers de la zone de haute latitude des vents de l'ouest. Des couches rouges se rencontrent dans les sédiments aptiens de plaine côtière dans le sud-ouest de l'Alberta et au Montana, et la pédimentation, qui est généralement associée à des milieux arides et semi-arides, est peut-être à l'origine du conglomérat mince, mais étendu, de la Formation de Cadomin (McLean, 1977). Plus au nord, dans les monts Richardson et le delta du

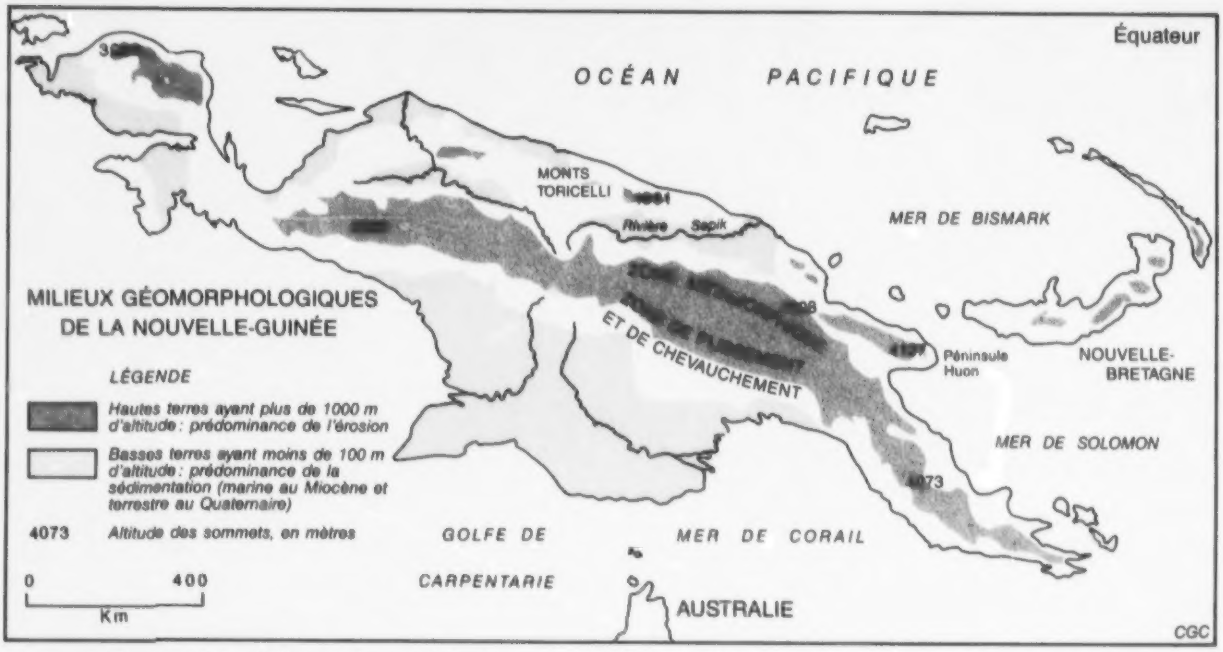


Figure 11-1. Milieux géomorphologiques de la Nouvelle-Guinée qui pourraient être l'équivalent géomorphologique actuel de la Cordillère canadienne du Crétacé.

Mackenzie, la présence étendue de charbon atteste un climat plus humide au Crétacé précoce (Young et al., 1976).

À en juger par les variations du taux de sédimentation dans l'avant-fosse, le taux de dénudation pourrait avoir connu des variations brutales dans le temps, à tout le moins dans la Cordillère orientale. Stott (1984) a reconnu des taux maximaux de sédimentation dans le Valanginien, l'Albien et le Maastrichtien. Il est probable que ces changements soient en partie attribuables à des impulsions de diastrophisme dans la Cordillère, mais le déplacement des foyers de sédimentation pourrait également avoir joué un rôle.

Des surfaces de pédimentation recouvertes de strates s'échelonnant du Hauterivien à l'Albien se rencontrent à plusieurs endroits de la Cordillère (Eisbacher, 1981). Le développement de ces surfaces a coïncidé avec une période d'accalmie distincte dans l'activité tectonique et magmatique (voir les chapitres 9 et 15).

Au cours d'une grande partie du Crétacé, le front oriental de la Cordillère est marqué par la présence d'une série presque continue de cônes alluviaux, dont plusieurs présentent des séquences de conglomérat très épais ou très grossier (McLean, 1977; Stott, 1968). Certains de ces cônes, comme celui de Belcourt (Stott, 1968), qui se caractérise par des conglomérats grossiers et abondants, semblent être le produit de cours d'eau de faible longueur, à gradient élevé, qui coulaient vers l'est à partir de la Cordillère en formation et transportaient des clastes de quartzite, de chert, de dolomie et de calcaire silicifié dérivés de strates paléozoïques. Les dépôts laissés par les cours d'eau à faible gradient qui coulaient parallèlement à la direction des structures néoformées de l'arrière-pays se reconnaissent (1) à la présence de sédiments plus fins dans les cônes ou deltas, (2) à la plus grande diversité lithologique et minéralogique des clastes, qui comprennent notamment des roches métamorphiques et ignées et (3) à leur volume beaucoup plus considérable. Toutefois, le dernier critère est parfois difficile à reconnaître, vu la complexité des processus géomorphologiques et l'influence des dislocations tectoniques sur les sites et les taux d'accumulation. Les rentrants peuvent constituer des sites de déversement privilégiés pour les cours d'eau majeurs en provenance de l'arrière-pays (Eisbacher et al., 1974), mais il existe de nombreuses exceptions dans d'autres chaînes de montagnes de formation récente.

Les chercheurs ont reconnu plusieurs sites où les cours d'eau du Crétacé ont pu s'écouler de l'arrière-pays. Des clastes granitiques et volcaniques du conglomérat de McDougall-Segur dans le Groupe de Blairmore, prélevés à quatre sites entre 49°N et 50°N, donnent des âges K/Ar allant de 148 à 178 Ma (Norris et al., 1965). Ils dérivent vraisemblablement du Domaine d'Omineca. Au mont Allan, près de Banff, Rapson (1965) a reconnu des débris volcaniques qui proviennent vraisemblablement de la partie sud du Domaine d'Omineca. Un autre site se trouve près de la rivière de la Paix, à l'endroit où les faciès sédimentaires témoignent de l'existence, au Crétacé initial, d'un réseau fluvial à écoulement vers l'est (Stott, 1984) et où les couches de l'Albien inférieur contiennent de la sillimanite, de la staurotide et de la chlorite arrachées par l'érosion à des terrains métamorphiques (Stott, 1968). Des cônes de débris dérivés des montagnes en surrection se sont accumulés à l'est sur une surface inclinée vers le nord-ouest, qui a été empruntée tantôt par un détroit, tantôt par des cours d'eau s'écoulant vers le nord-ouest ou vers le nord (Taylor et Walker, 1984).

La marge ouest de la Cordillère du Crétacé précoce est moins bien connue, en raison de sa complexité structurale et stratigraphique. Des sables et graviers littoraux ou terrestres appartenant aux groupes de Jackass Mountain et de Pasayten se sont accumulés sur des épaisseurs considérables dans la cuvette de Tyaughton-Methow (Jeletzky et Tipper, 1968; Coates, 1974; voir aussi le chapitre 9). L'épaisseur des débris grossiers, y compris des conglomérats à blocs, atteint 4,5 km et indique non seulement qu'un soulèvement a affecté la région source, mais aussi que le bassin était suffisamment profond pour conserver de telles épaisseurs de sédiments. Ici aussi, l'exemple de la Nouvelle-Guinée se révèle fort instructif. La péninsule de Huon, située sur la côte nord-est de l'île (fig. 11-1), se soulève à un rythme de presque 3 mm/a (Bloom et al., 1974); les cours d'eau, qui dévalent la pente abrupte sur une distance horizontale d'environ 40 km à partir d'une altitude d'environ 2 500 m, ont déposé une nappe de graviers pouvant avoir jusqu'à 100 m d'épaisseur (Chappell, 1974). Le relief littoral du terrain de la Cordillère devait également être considérable pour que le transport de graviers grossiers puisse se poursuivre. Par ailleurs, il n'est pas exclus que de longs cours d'eau longitudinaux à faible gradient, comme la rivière Sepik dans le nord de la Nouvelle-Guinée, aient pu exister dans le centre et l'ouest de la Cordillère. Les sédiments de la partie supérieure du Crétacé inférieur contiennent des clastes aux lithologies variées, y compris une proportion significative de débris granitiques (de 20 à 90 %) et volcaniques (de 25 à 50 %) et des quantités moindres de chert, de schiste et de gneiss (en moyenne, <10 % chacun).

La succession d'événements ayant affecté la cuvette de Tyaughton-Methow se répète, avec des variantes, plus loin au nord dans le bassin de Bowser, et un peu plus tard dans le bassin de Sustut. Les réseaux deltaïques à gradient élevé qui ont progradé vers le sud et vers l'ouest en réponse à la collision de la Stikinie et du terrane de Cache Creek ont comblé le bassin de Bowser dans l'intervalle du Jurassique moyen au Crétacé précoce. Le bassin de Skeena et la partie inférieure du bassin de Sustut contiennent les premiers indices, dans le centre nord du Domaine intermontagneux, d'un soulèvement survenu dans le Domaine d'Omineca qui a dispersé des débris métamorphiques et plutoniques vers l'ouest.

Une autre masse continentale, probablement basse, a existé à l'ouest de la cuvette de Tyaughton-Methow au Crétacé précoce; on présume que sa limite occidentale recoupait l'extrémité nord-ouest de l'île de Vancouver et passait le long ou juste à l'est des îles de la Reine-Charlotte (Jeletzky et Tipper, 1968 - fig. 8 et 9). Les monts Toricelli de la Nouvelle-Guinée pourraient être analogues.

Dans le Domaine insulaire, il y a eu accumulation, au Crétacé moyen, de grès et conglomérats marins et non marins sur des surfaces fortement inclinées vers l'ouest. Ces surfaces ont fini par se juxtaposer à des cuvettes marines étroites le long de la marge continentale adjacente à la partie nord de l'île de Vancouver et aux îles de la Reine-Charlotte (Yorath et Chase, 1981).

L'érosion et le diastrophisme vigoureux ont cessé à l'Albien moyen-tardif; au Crétacé moyen, un volcanisme intense a produit des laves, brèches et tufs mafiques à felsiques, ainsi que les roches sédimentaires associées, du Groupe de Spences Bridge dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, les volcanites de Kasalka dans le centre de la province, et les volcanites de South Fork et de Mount Nansen au Yukon. Ces roches volcaniques se sont accumulées sur 3 km d'épaisseur dans un synclinal qui se trouve juste à l'est de la cuvette de Tyaughton-Methow.

Les dépôts du Crétacé inférieur qui subsistent dans la Cordillère au nord de 58°N ne sont que fragmentaires. Des sédiments continentaux de la Formation de Tantalus affleurent sporadiquement dans le sud du Yukon, dans de petits bassins qui pourraient être associés à des mouvements de failles coulissantes. Des sédiments clastiques d'origine marine, dérivés de la Cordillère, se rencontrent au nord de 64°N dans les basses terres du Mackenzie, la plaine de Peel et le plateau de Peel (Yorath et Cook, 1981). À un endroit dans les monts Mackenzie, des couches d'origine continentale ont été impliqués dans la déformation du Mésozoïque tardif-Cénozoïque. Des strates marines du Crétacé inférieur et supérieur constituent une grande partie des monts Richardson; elles s'amincissent au-dessus de l'axe de l'anticlinorium, ce qui suggère la présence d'un relief synsédimentaire (Jeletzky, 1975).

Crétacé tardif et Paléocène

La Cordillère a commencé à acquérir ses caractéristiques actuelles dès la fin du Crétacé. À l'est, la plaine côtière, malgré son émergence, a continué à recevoir des apports considérables d'alluvions. À l'ouest, les Rocheuses en surrection dans le Domaine de l'avant-pays présentaient probablement un réseau hydrographique en treillis comparable à celui qui existe actuellement dans la région correspondante en Nouvelle-Guinée. Ce réseau a pu être embrouillé par la présence de nombreuses rivières antécédentes et profondément encaissées, comme c'est le cas en Nouvelle-Guinée (Jenkins, 1974). Plus loin à l'ouest, dans le Domaine d'Omineca, des roches métamorphiques, sources de chlorite, de staurotide et de sillimanite, affleuraient déjà. Tout comme en Nouvelle-Guinée, des failles pourraient avoir contrôlé en grande partie le réseau hydrographique. Encore plus à l'ouest, les vestiges de hautes terres volcaniques du Crétacé moyen étaient peut-être le site d'un drainage radial. On connaît très peu la paléogéomorphologie des domaines côtier et insulaire, si ce n'est qu'une cuvette située le long du détroit de Georgia actuel a reçu des sédiments fluviatiles et marins en provenance de sources locales situées à l'ouest, à l'est et au sud-ouest, et qu'une altération sapropélique profonde a localement affecté des roches granitiques recouvertes par ces sédiments.

Dans le nord de la Colombie-Britannique, des sédiments alluviaux grossiers abondants, dérivés en grande partie de sources situées au nord et à l'est dans le Domaine d'Omineca, ont comblé les bassins de Sustut et de Sifton (Eisbacher, 1974, 1981), formés entre l'Albien et le Paléogène. Par places, au Maastrichtien et peut-être aussi antérieurement, ces sédiments provenaient d'une masse continentale située à l'ouest, qui a également fourni des débris pyroclastiques.

Une phase de sédimentation deltaïque et fluviatile, consécutive au soulèvement survenu dans les monts Mackenzie et Richardson, a succédé aux conditions marines qui ont persisté tout au long du Crétacé tardif dans la région du fleuve Mackenzie (Yorath et Cook, 1981).

Toutefois, dans une grande partie de la Cordillère intérieure, il existe peu d'indices, si indices il y a, d'une sédimentation s'échelonnant du Crétacé tardif au

Paléocène, probablement à cause d'une érosion profonde. L'interprétation voulant que cet épisode d'érosion ait produit une «pénéplaine crétacée», dont témoignerait actuellement le raccordement des sommets à un même niveau ou la surface du Plateau intérieur, est absolument sans fondement. Au contraire, l'Éocène précoce a été caractérisé par un relief irrégulier qui a fourni des débris grossiers aux bassins locaux. De plus, la discordance subéocène présente un relief structural de 2 000 à 3 000 m (p. ex., au lac Kamloops) et n'a aucun rapport avec le niveau défini par les sommets actuels ni avec la surface du plateau.

Éocène précoce et moyen

Dans les domaines côtier et d'Omineca, les rapports Rb/Sr et K/Ar ainsi que les traces de fission mettent en évidence sur une vaste étendue, vers 50 ou 60 Ma, une remise à zéro des systèmes de datation. Une impulsion thermique a été suivie d'un soulèvement rapide, d'un épisode d'érosion et probablement aussi d'un processus de dénudation tectonique le long de failles de distension, ce qui a provoqué le refroidissement de minéraux radioactifs au-dessous de leur température de blocage. Selon Harrison et al. (1979), le Pluton de Quottoon, situé dans le Domaine côtier à l'est de Prince Rupert, a commencé à se refroidir il y a 50 Ma lorsque la température des roches, qui se trouvaient alors à une profondeur maximale de 15 km (Hollister, 1979, p.6; Woodsworth et al., 1983), a baissé à moins de 500°C. Des données similaires concernant le Pluton d'Ecstall, situé à proximité, suggèrent que le refroidissement a commencé il y a environ 80 Ma, mais qu'une impulsion de chaleur l'a interrompu vers 60 Ma. Les courbes de refroidissement des deux plutons indiquent que la température des roches avait déjà baissé à moins de 200°C à l'Éocène tardif. D'après Hollister (1979), l'érosion a enlevé environ 10 km de matériaux entre 52 et 47 Ma, à raison d'environ 2 à 3 m/ka, et jusqu'à 8 m/ka immédiatement avant 52 Ma. Pareils taux semblent indiquer que des processus tectoniques se sont ajoutés aux processus de dénudation géomorphologique normaux.

Hollister (1979) a proposé que la plus grande partie de l'ancienne couverture a été transportée à l'ouest sous la forme de sédiments clastiques qui se sont déposés sur le fond de l'océan Pacifique à proximité d'une dorsale active. Ces sédiments pourraient ensuite avoir été transportés sur quelque 2 000 km vers le nord-ouest et le sud-est, pour former les sédiments marins du Tertiaire précoce des plates-formes alaskienne et continentale actuelles. En outre, un volume indéterminé de sédiments pourrait avoir été subducté sous la bordure occidentale de la plaque américaine et dans la fosse des Aléoutiennes.

Dans le sud du Domaine d'Omineca, il s'est produit, à l'Éocène précoce, dans un court intervalle de 6 à 9 Ma (Mathews, 1981), une érosion qui a exposé des roches métamorphiques qui avaient été soumises à des températures égales ou supérieures à 500°C et enfouies à des profondeurs de 5 à 13 km, selon le gradient de température admis (de 100°C/km à 37°C/km). Le volume des matériaux enlevés est estimé à près de 100 000 km^3. Ce qu'il est advenu de ces matériaux est une énigme. La présence, dans le sud de la Colombie-Britannique, de structures associées à un régime extensif à l'Éocène moyen (Parrish et al., 1985; Tempelman-Kluit et Parkinson, 1986) offre une solution possible à ce problème. Il se pourrait que, de cette zone, des roches de couverture aient été déplacées, par des failles de détachement, vers l'extérieur et qu'elles se soient conservées, plus ou moins intactes, contre des affleurements de roches fortement métamorphisés qu'elles recouvraient jadis. Ce mécanisme éliminerait les problèmes soulevés par l'hypothèse de la désagrégation, de l'érosion et du transport, jusque dans un bassin éloigné, dans un laps de temps extrêmement court, de cet énorme volume de matériaux de couverture.

Il est habituellement admis que les roches de couverture ont été transportées sur de grandes distances, sous forme de sédiments clastiques. Selon Johnson (1984), par exemple, la Formation de Chuckanut (Éocène), située dans le nord-ouest de l'État de Washington et constituée de strates alluviales qui peuvent avoir jusqu'à 6 km d'épaisseur et dont la composition minéralogique cadre largement avec cette hypothèse, représente une partie de cette couverture redistribuée. Des profils de sismique-réflexion profonde exécutés à travers l'île de Vancouver suggèrent que la partie méridionale du Domaine insulaire a été soulevée par suite d'une subduction de matériaux océaniques postérieurement à l'Éocène et antérieurement au Miocène tardif (Yorath et al., 1985). Ainsi, le bassin de Tofino, qui contient des sédiments éocènes, et le fond océanique éocène adjacent (plaque Kula) pourraient avoir été des centres d'accumulation d'une grande partie de ces matériaux. Une autre région de sédimentation pourrait également se trouver dans la partie est du Domaine de l'avant-pays. D'après les estimations, l'érosion postpaléocène des strates de l'ouest de l'Alberta a dû enlever entre 1 et 9 km de sédiments (Nurkowski, 1984; Beaumont, 1981; England et Bustin, 1986), qui pourraient dériver en partie d'un événement éocène ayant affecté le Domaine d'Omineca; aucun prisme de roches clastiques postérieur au Paléocène n'a été observé dans le Domaine de l'avant-pays (voir le chapitre 9).

Une étude exécutée dans la région du lac Kootenay, dans le sud du Domaine d'Omineca (Mathews, 1983), a mis en évidence un semblable épisode de refroidissement rapide, attribuable probablement à une phase d'érosion qui a probablement eu lieu dans l'intervalle du Paléocène à l'Éocène précoce, à une époque où la surface du sol était peut-être de 6 km au-dessus de son niveau actuel.

Dans la Cordillère, l'intervalle de l'Éocène précoce-moyen a été une période de morcellement par failles, de sédimentation terrigène locale et de volcanisme de grande étendue (Ewing, 1981). Une série de failles coulissantes dextres de direction NW, entre lesquelles s'est produit une distension NW-SE (fig. 11-2), ont fragmenté la Cordillère méridionale (Price et al., 1985; Ewing, 1981). Il s'est alors formé une mosaïque de grabens et de demi-grabens dont les grands axes étaient généralement orientés vers le nord ou le nord-est et qui par endroits se terminaient sur des failles inverses de direction E. Certains grabens se sont formés à un stade primitif, recevant des sédiments grossiers d'origine locale. Ailleurs, la stratigraphie suggère la présence d'une couverture étendue et presque continue de roches volcaniques qui, plus tard, ont été impliquées dans le morcellement par failles (Ewing, 1981; Monger, 1968). À certains endroits, il s'est créé des bassins locaux le long du fleuve Fraser et près de Princeton et de Penticton vers la fin de la période de déformation, et ces bassins ont été comblés de sédiments fins et de charbon (Church, 1973; McMechan, 1983; Mathews et Rouse, 1984). L'épaisseur

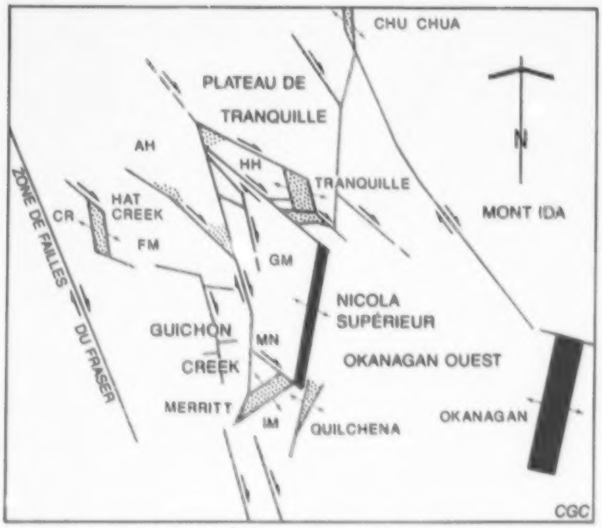


Figure 11-2. Failles, grabens (pointillé) et soulèvements (en noir) éocènes dans le centre sud de la Colombie-Britannique (tiré de Ewing, 1981) (HH = Colline Hardie; GM = Mont Greenstone; AH = Collines Arrowstone; FM = Mont Forge; CR = Chaînon Clear; MN = Merritt North; IM = Mont Iron.

des roches sédimentaires et volcaniques éocènes dépasse 1,5 km dans plusieurs grabens et pourrait atteindre 3 km dans 3 d'entre eux. Le relief pourrait avoir dépassé 3 km au cours de cette période de diastrophisme. Malgré le diastrophisme et le volcanisme, les altitudes dans la Cordillère centrale et occidentale étaient vraisemblablement moins élevées que les altitudes actuelles, même si aujourd'hui une faible proportion seulement des sommets s'élèvent à plus de 3 km au-dessus du niveau marin. Les données polliniques de l'Éocène ne contiennent aucun indice d'un écran pluviométrique comme celui qui existe actuellement (Rouse, 1967).

Peu importe l'ampleur du relief global que la Cordillère ait pu atteindre au cours de l'Éocène, les versants étaient par endroits suffisamment hauts et raides pour provoquer des glissements rocheux (Church, 1973; Mathews, 1981). Par exemple, des mégabrèches trouvées dans la région du lac White, dans le sud de la vallée de l'Okanagan (Church, 1973), contiennent du chert craquelé recoupé par des dykes de syénite alcaline mesurant plusieurs centaines de mètres de longueur; prises ensemble, ces roches ressemblent à des dalles transportées. Ces mégabrèches pourraient être associées à un décollement régional qui a provoqué la dénudation tectonique du terrain métamorphique adjacent.

Au ruisseau Hat, il existe un dépôt exceptionnellement épais de charbon de faible rang et de sédiments associés de l'Éocène supérieur (Rouse, 1977) (voir les chapitres 9 et 20). Le charbon a plus de 350 m d'épaisseur et représente un bassin (ou une zone de rift continental) local qui, pendant environ un quart de million d'années, a été ni comblé à ras bord de tourbe et de sédiments à grain fin, ni vidé par l'érosion à son exutoire. Même si l'alimentation de ce bassin a nécessité une activité tectonique ininterrompue, aucun débris grossier n'est venu interrompre l'accumulation de la tourbe.

Oligocène

Le diastrophisme s'est poursuivi très vigoureusement tout au long de l'Éocène précoce et moyen, pour finalement ralentir au cours de l'Oligocène. Les couches datées de cette période sont rares et la plupart ne sont que légèrement plissées; toutefois, des plis fermés se reconnaissent par endroits près de Quesnel (Rouse et Mathews, 1980). Dans l'extrême sud des Rocheuses, le graben de Flathead s'est formé concomitamment avec l'accumulation des sédiments non marins de la Formation de Kishenehn (Jones, 1969).

Miocène

Déjà au Miocène précoce-moyen, l'érosion des blocs faillés éocènes avait produit un paysage caractérisé par de grandes vallées peu élevées, dont les versants s'élevaient en pente douce jusqu'aux lignes de partage des eaux étroites culminant entre 300 et 500 m au-dessus du fond des vallées. Difficilement assimilable à une pénéplaine au sens classique du terme, cette surface d'érosion mature tardive n'en tranche pas moins nettement sur le terrain accidenté qui a vraisemblablement existé au cours du Crétacé précoce et moyen, de l'Éocène et de l'Holocène. La surface du Miocène moyen, bien que légèrement modifiée et recouverte de laves du Miocène supérieur, s'est conservée jusqu'à aujourd'hui à de nombreux endroits (fig. 11-3).

Le soulèvement et l'encaissement des cours d'eau au Miocène moyen ont laissé des dépôts fluviatiles préservés sous le niveau de la surface mature. Ces dépôts comprennent, à plusieurs endroits, des graviers grossiers bien arrondis et triés, de provenance lointaine, qui marquent les sites de grands cours d'eau. L'analyse pollinique (Rouse et Mathews, 1979) indique que la végétation de la Cordillère intérieure comportait une forêt de chênes et de hêtres dans les plaines d'inondation et les dépressions latérales humides, et un peuplement de pruches et de thuyas plus haut sur les versants. Le climat était probablement plus chaud et plus humide que le climat actuel, et il n'y avait pas à cette époque d'écran pluviométrique bien défini et marqué par des steppes herbacées étendues, comme celui qui existe de nos jours du côté sous le vent de la chaîne Côtière (Mathews et Rouse, 1963).

Par endroits (p. ex., dans les hautes terres d'Okanagan), les cours d'eau du Miocène moyen n'ont aucun rapport avec le réseau hydrographique actuel (fig. 11-4), en particulier là où ils sont recouverts de roches volcaniques plus jeunes; ailleurs (p. ex., Quesnel), ils coïncident avec des cours d'eau actuels (fig. 11-5). La survivance des vallées miocènes est peut-être le fait du hasard, la présence, dans les anciennes vallées, de sédiments facilement érodés ayant pu favoriser le creusement des cours d'eau ultérieurs.

Dans son analyse du réseau hydrographique miocène du Yukon, Tempelman-Kluit (1980; fig. 11-6) se fonde largement sur la continuité et les dimensions changeantes des vallées en place. Selon lui, les cours d'eau coulaient généralement vers le sud à partir des plateaux du Yukon et traversaient le massif St. Elias en surrection en empruntant la vallée de l'Alsek. Une autre interprétation, cependant, attribue l'élargissement vers le sud et l'approfondissement de la vallée des rivières Dezadeash et Alsek à une glaciation pléistocène qui a été plus intense dans le massif St. Elias et à proximité. Ainsi, avant le Pléistocène, l'écoulement pourrait s'être opéré vers le nord et vers l'est jusque dans le fleuve Yukon.

Au Miocène précoce-moyen, la position géographique et l'altitude de la ligne de rivage sur la côte du Pacifique étaient proches de celles du rivage actuel de la partie sud de l'île de Vancouver et de la partie nord-est des îles de la Reine-Charlotte. Des données provenant de cette deuxième région (Martin et Rouse, 1966) indiquent un milieu caractérisé par des lagunes et des marais côtiers peuplés de cyprès des marais et de bosquets de chênes, d'aulnes et de pins. Il s'en déduit un climat libre de gel, à peine plus tempéré que le climat actuel des îles de la Reine-Charlotte.

La chaîne Côtière n'était pas aussi élevée au Miocène précoce-moyen qu'elle ne l'est aujourd'hui (Mathews et Rouse, 1963; Rouse et Mathews, 1979; Parrish, 1981b; fig. 11-7). Au sud, des buttes-témoins de laves miocènes coiffent quelques-uns des sommets jusqu'à 2,5 km d'altitude; il est clair qu'une bonne partie de la hauteur de la chaîne (qui atteint localement 4 km) s'est développée après le Miocène. En revanche, à des latitudes de 52°N et plus au nord, les laves miocènes, ou encore la surface sur laquelle elles se sont mises en place, se prolongent dans des vallées, entre des pics qui s'élèvent jusqu'à 1 000 m au-dessus du fond des vallées. Dans cette zone plus septentrionale, une bonne partie de la hauteur des montagnes s'est développée avant le Miocène. La datation de l'apatite (Parrish, 1981b) indique que la chaîne Côtière a subi depuis au moins 10 millions d'années un soulèvement régional qui a atteint 4 km (fig. 11-8). L'inclinaison des laves pliocènes le long du fleuve Fraser juste à l'est de la chaîne Côtière indique que le soulèvement s'est poursuivi au Quaternaire (Mathews et Rouse, 1984).

Dans le sud-est de la Colombie-Britannique, Clague (1975) a reconnu des indices d'un soulèvement postmiocène de 600 m du versant oriental du sillon des Rocheuses. Dans la région adjacente, Ford et al. (1981) ont conclu que le creusement de vallées d'une profondeur moyenne de 1,3 km a pris entre 1,2 et 12 millions d'années.

Une couverture peu épaisse (150 m) de basaltes du Miocène supérieur (Bevier, 1983) masque les sédiments fluviatiles du Miocène moyen, les remblaiements de chenal et la surface d'érosion mature adjacente dans une grande partie de la Cordillère intérieure méridionale (voir le chapitre 14). Émergeant de ces basaltes, des crêtes et sommets préexistants ont partiellement ou complètement isolé un champ de laves d'un autre dans une vallée adjacente. L'uniformité régionale de l'altitude de la base des laves dans de nombreuses vallées suggère non seulement que les fonds des vallées étaient larges et horizontaux, mais aussi qu'ils ne se sont pas beaucoup écartés d'un niveau de base commun. Ainsi, les variations régionales de l'altitude des laves (fig. 11-9) résultent-elles en grande partie du diastrophisme ultérieur. L'altitude des champs de laves augmente graduellement mais continuellement vers le sud, passant d'environ 1 000 m près de la rivière Chilcotin à presque 2 500 m au front nord-est de la chaîne Côtière, 80 km plus loin (fig. 11-3); cette augmentation d'altitude

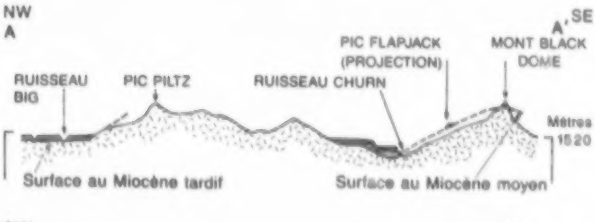


Figure 11-3. Coupes transversales physiographiques de la partie sud de la région de Chilcotin, dans le centre sud de la Colombie-Britannique, montrant le lien qui existe entre les surfaces terrestres du Miocène précoce et tardif, le substratum rocheux prémiocène (bâtonnets non orientés), le basalte du Miocène inférieur (tireté noir gras) et le basalte du Miocène supérieur (en rouge). La position des plans de coupe est indiquée à la figure 11-9.

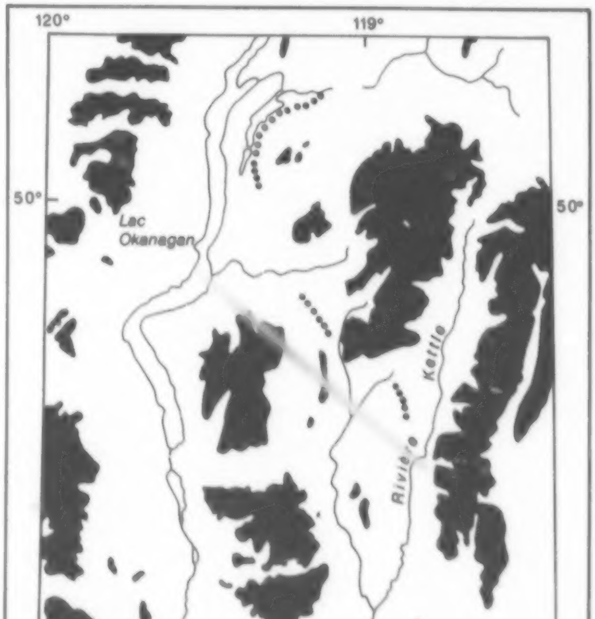


Figure 11-4. Dépôts de chenaux fluviatiles du Miocène cartographiés (cercles pleins) et liens inférés (cercles évidés) dans les hautes terres d'Okanagan, dans le centre sud de la Colombie-Britannique. Les secteurs ombrés ont plus de 1 500 m d'altitude.

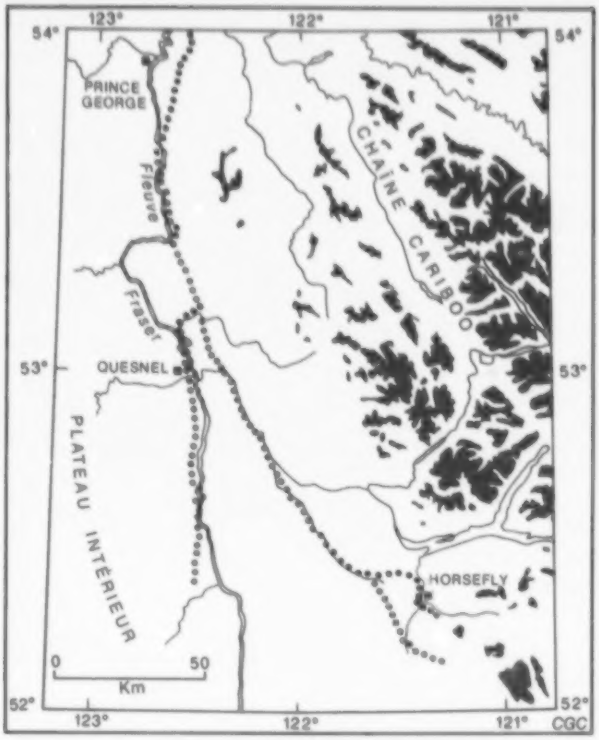


Figure 11-5. Dépôts de chenaux fluviatiles du Miocène cartographiés (cercles pleins) et prolongements ou liens inférés (cercles évidés), district de Cariboo, dans le centre de la Colombie-Britannique. Les secteurs ombrés ont plus de 1 500 m d'altitude.

témoigne du soulèvement postérieur au Miocène du Domaine côtier. De même, la diminution d'altitude de 400 m observée sur une distance de 200 km, dans la direction opposée, entre la rivière Chilcotin et les environs de Prince George pourrait s'expliquer par le même soulèvement, qui aurait cependant été moins prononcé à cet endroit. À certains endroits, les unités de la succession de basaltes (p. ex., dans la région du lac Bonaparte) sont d'autant plus inclinées qu'elles sont plus anciennes, ce qui indique que le soulèvement pourrait avoir débuté au Miocène.

Des vestiges de coulées basaltiques jadis plus étendues coiffent des sommets et des plateaux isolés dans une région de 30 km sur 40 km à l'est du fossé d'Iskut, dans le centre nord de la Colombie-Britannique (Commission géologique du Canada, 1957). De faible épaisseur (150 m ou moins), les basaltes reposent sur une surface d'érosion à faible relief dont l'altitude passe d'environ 1 400 m à l'ouest et à l'est de la région, à 2 100 m au centre (fig. 11-10 et 11-12). Ce soulèvement en arche de la nappe basaltique correspond à l'arche formée par le sommet des crêtes et indique que les montagnes ont été soulevées depuis le dépôt des laves, il y a environ 5 Ma.

D'autres hauteurs topographiques allongées se rencontrent dans la Cordillère; elles sont indiquées sur la Carte physiographique (1701A, en pochette). Toutefois, dans presque toutes ces structures, il n'y a aucune roche couverture de formation récente qui soit bombée en arche, ni aucun autre indice d'activité néotectonique. Dans les hautes terres d'Okanagan, il existe une roche couverture récente dont la base présente une variation d'altitude significative, mais il reste à établir quelle part de ce relief est attribuable à la topographie préexistante et quelle part a été formée par une flexure ultérieure.

De vastes volcans-boucliers s'échelonnant du Miocène tardif au Pliocène, qui ont largement conservé leur forme d'origine, se rencontrent dans la ceinture volcanique d'Anahim qui traverse la Colombie-Britannique à 52°N. Ces volcans, ainsi que les roches intrusives plus jeunes à l'ouest, marquent vraisemblablement la position d'un point chaud mantellique au-dessus duquel la plaque nord-américaine s'est déplacée vers l'ouest (Bevier et al., 1979). D'autres volcans-boucliers pareillement disséqués se rencontrent dans la région de la rivière Stikine (ceinture volcanique de Stikine); alignés généralement selon une orientation nord-sud, ils pourraient être associés à une distension intraplaque ou à une interaction de plaques au Tertiaire tardif (voir le chapitre 14).

Pliocène et Holocène

La stratigraphie du Pliocène et du Pléistocène précoce est pauvrement représentée dans la Cordillère. Elle renferme malgré tout des secteurs dispersés de laves basaltiques et des indices d'une glaciation ancienne dans le plateau de Cariboo, la région de Stikine dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, le sud du Yukon et le massif St. Elias.

Dans le massif St. Elias, le soulèvement s'est accompli à un rythme moyen de 3 m/ka depuis 15 Ma (Parrish, 1981a), ce qui a été suffisant non seulement pour créer les plus hautes montagnes du Canada (planche 27), mais aussi pour déformer profondément les nappes de laves presque horizontales qui se sont épanchées au Miocène le long de la marge est de la chaîne de montagnes (Souther et Stanciu, 1975). En revanche, dans le plateau du centre du Yukon, la légère différence de pente entre les graviers de terrasse plio-pléistocènes et ceux observés le long du fleuve Yukon a été expliquée de deux façons: d'abord par Hughes et al. (1972), qui l'attribue au soulèvement différentiel des graviers préglaciaires au nord-ouest (près de Dawson), par rapport aux graviers situés au sud-est; puis par Tempelman-Kluit (1980), qui propose une inversion du sens de l'écoulement des cours d'eau par suite de l'édification d'un barrage glaciaire au sud-est.

Bien qu'au pléniglaciaire, les glaciers ne couvraient que les tronçons supérieurs du réseau hydrographique du Yukon, ils ont exercé une forte influence sur le fleuve Yukon et ses affluents. Dans le district aurifère de Klondike, les «graviers de White Channel», très riches en or, à prédominance de débris de filons de quartz, supportent des graviers moins riches qui contiennent non seulement des débris de filons de quartz, mais aussi des quantités considérables de quartzite et de schiste (Hughes et al., 1972). Les premiers sont vraisemblablement le produit d'une altération profonde qui s'est produite au Tertiaire tardif sur une période peut-être longue, tandis que les autres seraient les débris alluvionnaires d'une ancienne glaciation pléistocène.

Au Tertiaire tardif, le paysage des Rocheuses de l'Est, des monts Mackenzie et des monts Richardson était mar-

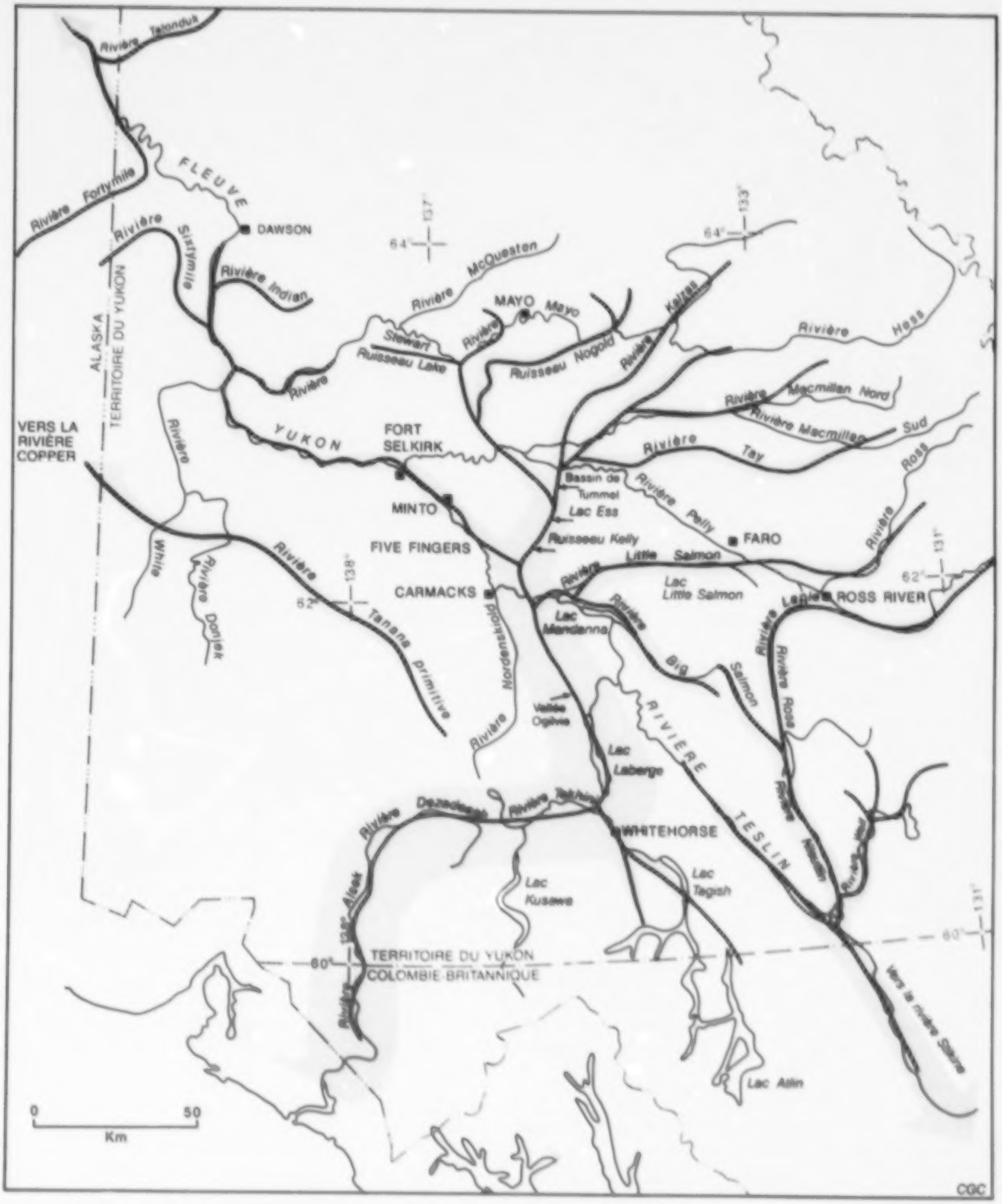


Figure 11-6. Reconstitution hypothétique du réseau hydrographique du Miocène dans le sud-ouest du Yukon, d'après Tempelman-Kluit (1980).

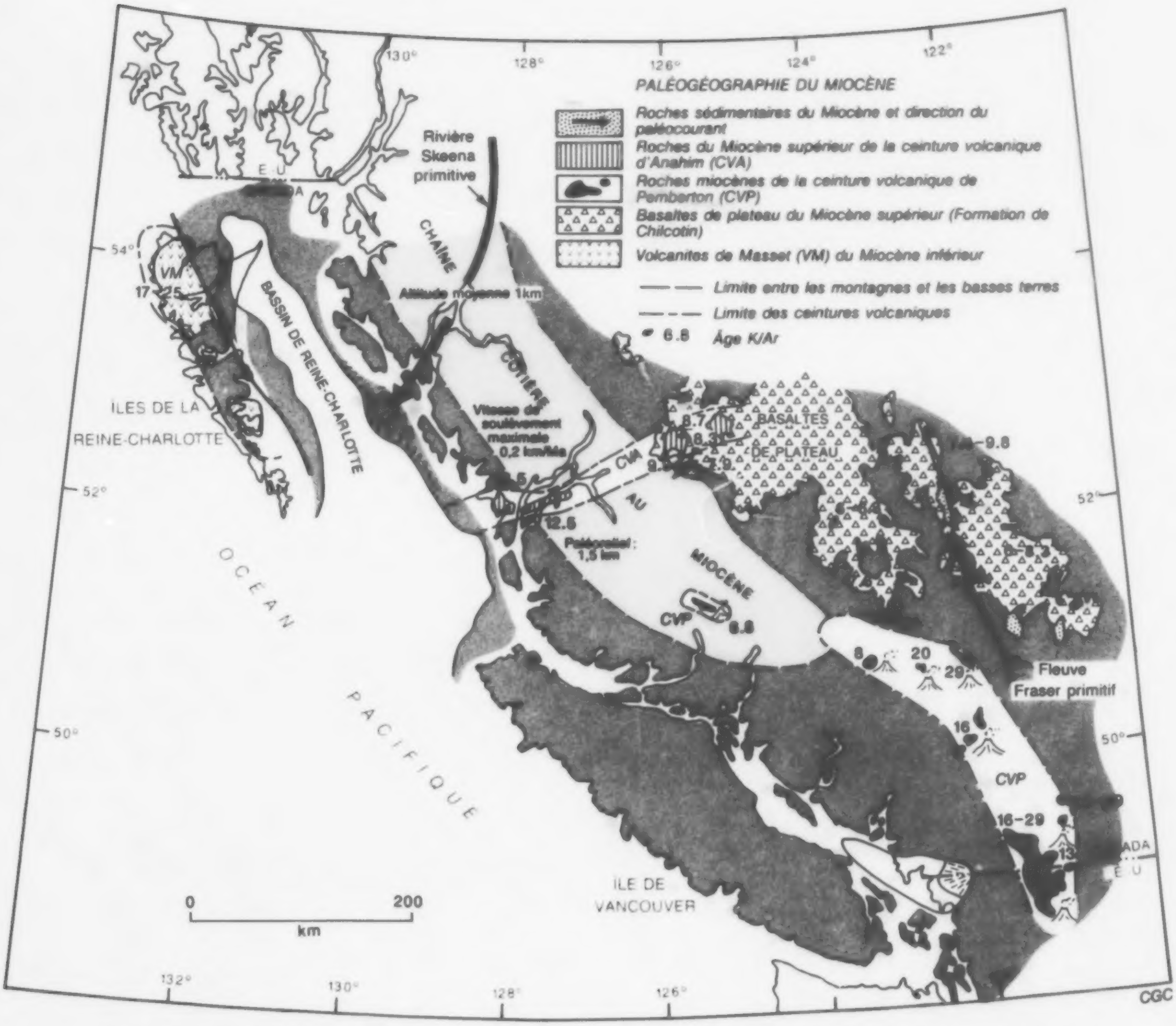


Figure 11-7. Paléogéographie miocène dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique depuis 10 Ma (modifié d'après Parrish, 1981b).

qué par une série de pédiplaines recouvertes de graviers. Non datées de façon certaine pour la plupart, ces pédiplaines n'en indiquent pas moins un drainage vers l'est, c'est-à-dire des montagnes vers les plaines, à des altitudes de plusieurs centaines de mètres supérieures aux altitudes des cours d'eau actuels. Les cours d'eau actuels qui débouchent de la montagne pour arroser les grandes plaines, telles les rivières Bow, Saskatchewan, Athabasca et de la Paix, ont dû probablement s'établir sur ces pédiplaines et s'y maintenir dans une direction est ou nord-est durant les périodes subséquentes de creusement. Dans le Domaine intermontagneux, le soulèvement postmiocène a favorisé des incisions par les cours d'eau de l'ordre de plusieurs centaines de mètres de profondeur, et peut-être même davantage dans les chaînes de montagnes adjacentes. Au cours des glaciations ultérieures, les torrents glaciaires ayant emprunté les vallées encaissées les ont progressivement élargies et surcreusées, et en ont redressé le tracé, ce qui est à l'origine des fjords et des lacs de fjord de la côte du Pacifique, et des fossés linéaires du système montagneux principal.

Les changements de tracé des cours d'eau ont probablement été fréquents durant les avancées et retraits glaciaires successifs. Des barrages de sédiments glaciaires ou de glace marginale ont détourné les cours d'eau, allant même jusqu'à les faire traverser des anciennes lignes de partage des eaux basses; dans bien des cas, les nouveaux lits ont été approfondis suffisamment pour devenir des chenaux de drainage permanents. Le fleuve Fraser à l'extrémité sud-est de la chaîne Côtière pourrait être un exemple d'un cours d'eau détourné par les glaces (Mathews et Rouse, 1984). Il est possible que le lac Kootenay se

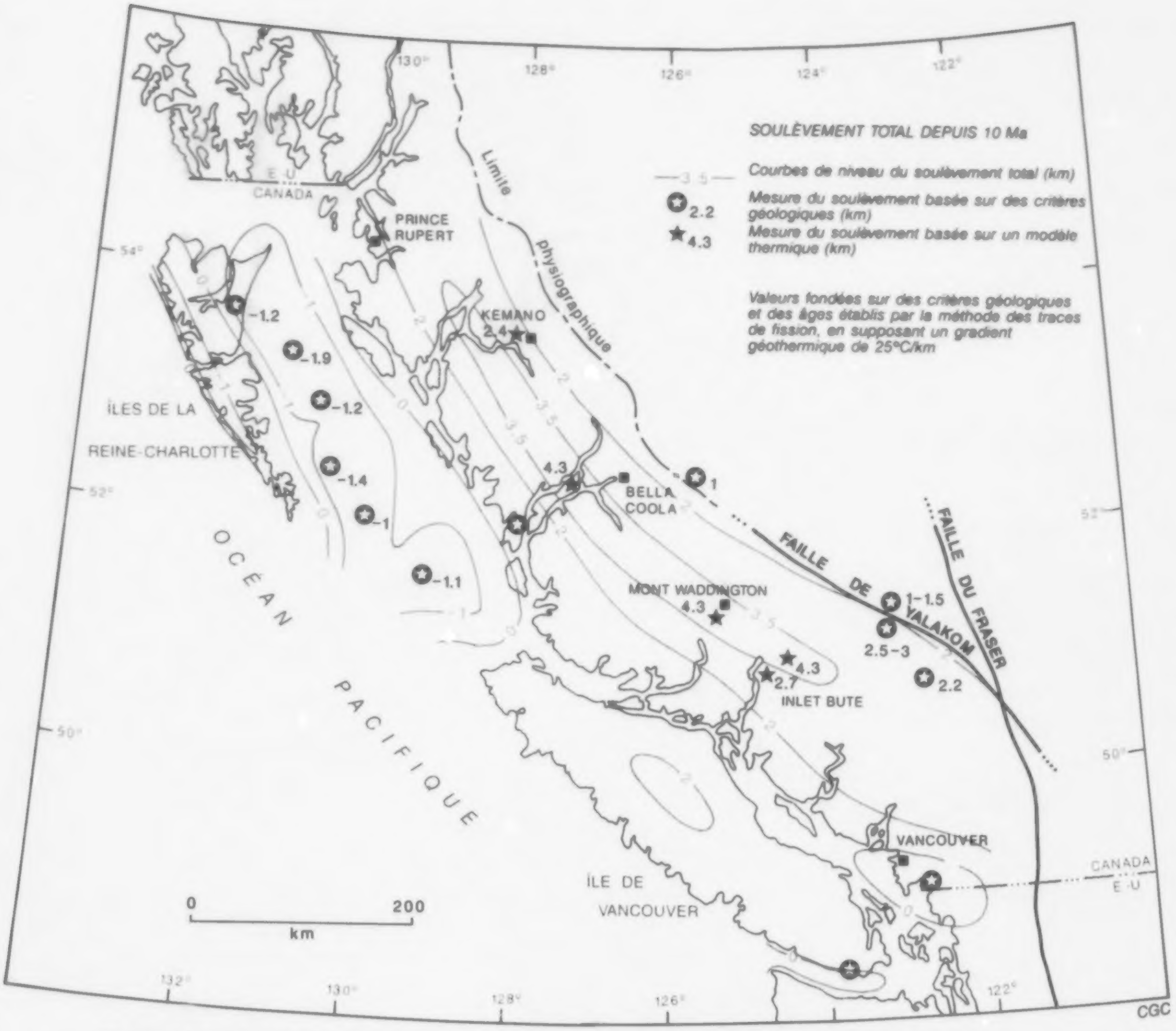


Figure 11-8. Soulèvement total, par rapport au niveau marin, survenu depuis 10 Ma dans le sud de la chaîne Côtière. D'après Parrish (1981b).

déversait jadis vers le sud, dans l'État d'Idaho; son exutoire actuel, qui coule vers l'ouest et se jette dans le fleuve Columbia, pourrait être un exemple d'un cours d'eau détourné par un barrage de sédiments glaciaires. Au cours de la dernière glaciation, une moraine de kame a obstrué la vallée de la rivière de la Paix au front oriental des Rocheuses, et un nouveau tracé s'est développé dans un canyon spectaculaire qui contourne l'obstruction (Mathews, 1980).

Les changements de tracé d'un cours d'eau peuvent également s'effectuer par superposition. Par exemple, la rivière Capilano, à North Vancouver, au sortir d'une large vallée occupée par un réservoir, s'écoule dans un canyon entaillé dans le substratum rocheux au barrage Cleveland (fig. 11-11). À la fin de la dernière glaciation, ce cours d'eau s'est établi du côté ouest d'une plaine d'épandage fluvioglaciaire alluvionnée qui était légèrement inclinée vers le sud; durant la phase de dégradation qui a suivi le retrait des glaces, la rivière a creusé les sédiments fluvioglaciaires et le substratum rocheux sous le versant de la vallée, à une altitude de loin supérieure à celle du fond de l'ancienne vallée à l'est. Deux autres cours d'eau situés à quelques kilomètres de là à l'est, le ruisseau Lynn et la rivière Seymour, présentent des caractéristiques similaires, coulant successivement dans un canyon rocheux étroit et une vallée ouverte creusée dans des sédiments meubles.

D'autres changements de tracé sont moins clairement associés aux glaciations. Par exemple, le tronçon supérieur de la rivière Stikine coule vers l'ouest dans une large vallée jusqu'à la longitude de 130°W, où elle pénètre dans un canyon (Grand canyon) spectaculaire et

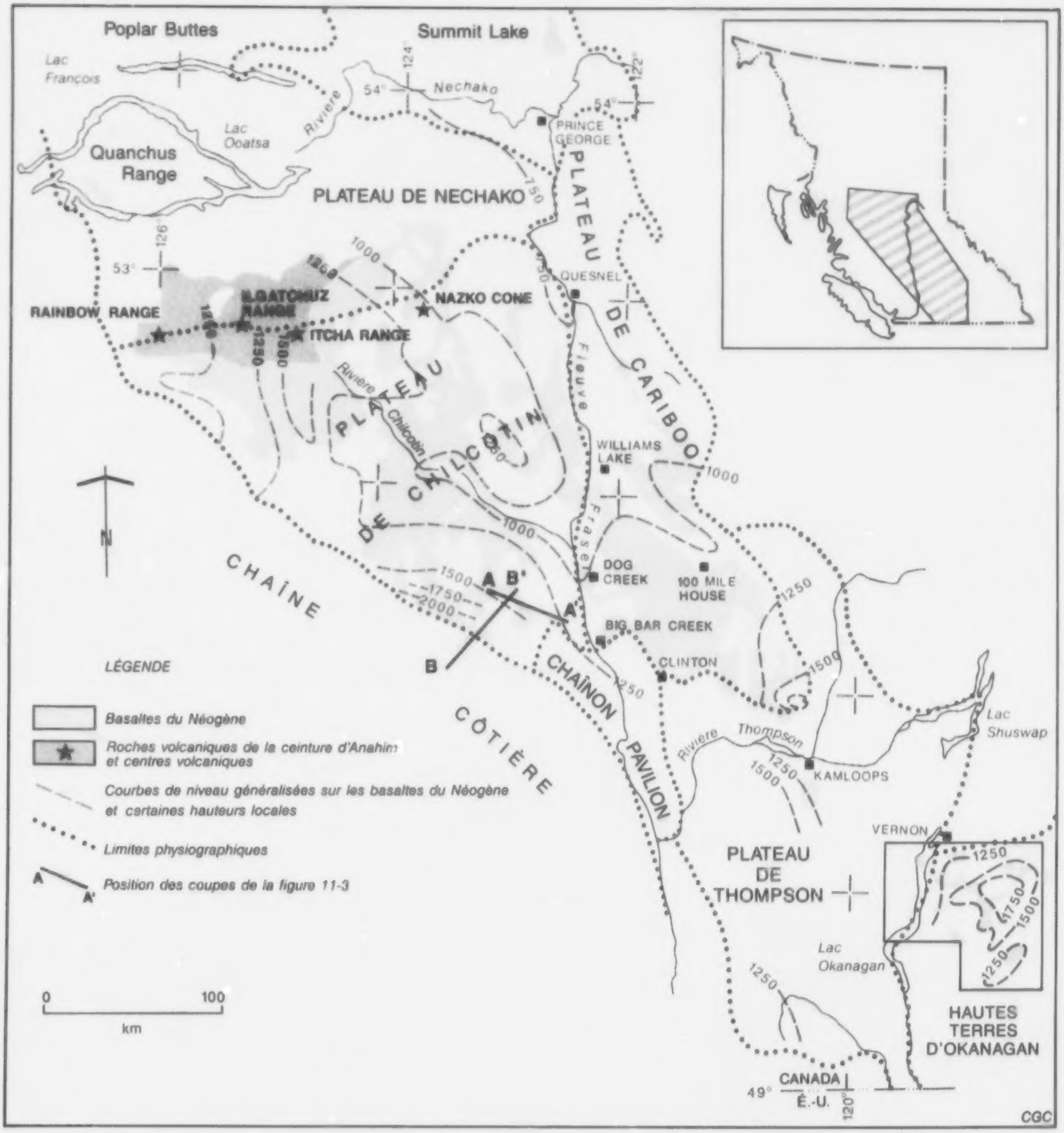


Figure 11-9. Distribution et altitude des basaltes miocènes dans le sud de la Colombie-Britannique (d'après Mathews, 1988, 1989).

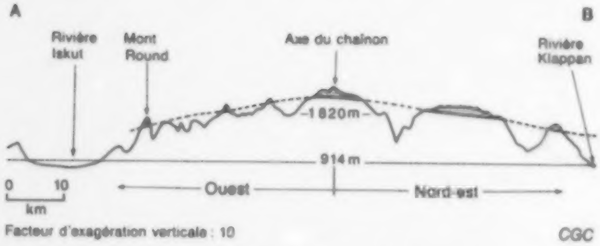


Figure 11-10. Coupe transversale physiographique de la partie ouest de la chaîne Skeena, district de Cassiar, dans le centre nord de la Colombie-Britannique. La position du plan de coupe est indiquée à la figure 11-12.

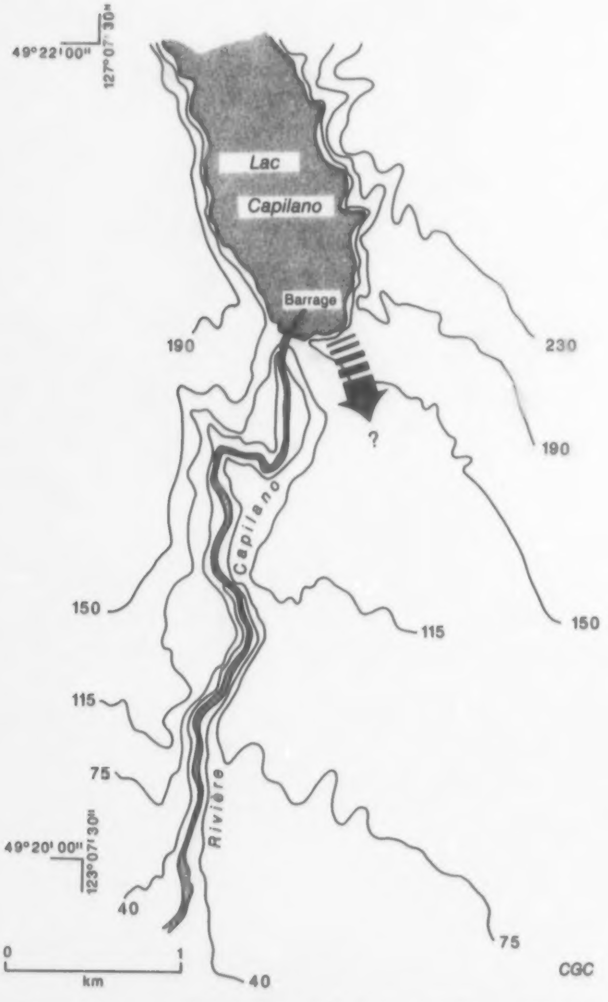


Figure 11-11. Tracé actuel de la rivière Capilano, encaissée dans un canyon rocheux. L'axe de l'ancienne vallée, située plus à l'est (trait interrompu et flèche), est inconnu. Courbes de niveau en mètres.

manifestement au stade de la jeunesse (fig. 11-12). Cette rivière devait jadis couler vers le sud-ouest à partir de la tête du canyon, pour se jeter dans la vallée actuelle de la basse Stikine près de l'embouchure du ruisseau Mess ou de la rivière Iskut. Le détournement pourrait avoir été causé par un barrage de glace, une obstruction créée par des débris glaciaires ou la croissance du Complexe volcanique de Mount Edziza.

De nombreux centres volcaniques étaient en activité au cours du Quaternaire (carte 1701A, en pochette), même si leur zone d'influence n'a pas été aussi étendue que celle des cônes du Miocène. Des laves se sont épanchées sur la glace des glaciers, en dessous, à l'intérieur et à travers, produisant des reliefs exceptionnels (Mathews, 1947, 1951, 1952a, b). La chaîne de volcans de Garibaldi, dans le sud de la chaîne Côtière, a épanché principalement des matériaux andésitiques à dacitiques et représente vraisemblablement l'arc actif associé à la plaque Juan de Fuca en subduction. Dans le fossé de Kitimat, un petit centre basaltique était encore actif il y a deux siècles; c'est le plus récent du Canada (Sutherland Brown, 1969).

AUTRES ÉVÉNEMENTS GÉOMORPHOLOGIQUES

Certains événements géomorphologiques complexes ne peuvent être datés avec précision et ont donc été exclus du cadre chronologique de la discussion précédente. Cependant, ils sont suffisamment significatifs pour qu'il en soit ici question. La juxtaposition de roches résistantes et de

Figure 11-12. Anciens tracés hypothétiques de la rivière Stikine (trait interrompu et flèches). Roches volcaniques tertiaires et quaternaires en rose.

roches non résistantes date d'un passé lointain, mais l'érosion différentielle à l'origine d'un relief bien défini a eu lieu à une époque relativement récente. Par exemple, au cours des déformations du Crétacé tardif-Paléogène, des carbonates paléozoïques des Rocheuses ont été chevauchés sur des shales et, dans une moindre mesure, sur des grès crétacés, beaucoup moins résistants; toutefois, les contrastes de reliefs observés actuellement sont postérieurs à la pédimentation et à la glaciation du Cénozoïque tardif. Le sillon des Rocheuses du Nord est creusé dans des sédiments paléogènes relativement peu résistants qui sont maintenant limités par des failles. Cette longue dépression topographique linéaire semble être en partie le produit d'une érosion différentielle. Cependant, la présence de failles du Miocène tardif et postérieures au Miocène ont considérablement élargi la différence d'altitude entre le fond et la paroi orientale du sillon des Rocheuses du Sud, ce qui soulève le problème de l'importance du rôle des failles normales dans la topographie des autres parties du sillon des Rocheuses. Un problème semblable se pose dans la région de Vancouver, où les montagnes au nord sont constituées de roches plutoniques résistantes et où les basses terres au sud sont constituées de sédiments relativement peu résistants de l'intervalle Crétacé supérieur-Miocène. L'érosion différentielle a manifestement contribué à la création de la topographie; en effet, le front de la montagne est une surface exhumée qui présente une inclinaison d'environ 15° vers le sud et sur laquelle persistent localement des lambeaux de sédiments crétacés.

RÉFÉRENCES

Beaumont, C.
1981: Foreland Basins; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 65, no. 2, p. 291-329.

Bevier, M.L.
1983: Regional stratigraphy and age of Chilcotin Group basalts, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 515-514.

Bevier, M.L., Armstrong, R.L., and Souther, J.G.
1979: Miocene peralkaline volcanism in west-central British Columbia - its temporal and plate-tectonic setting; Geology, v. 7, p. 389-392.

Bloom, A.L., Broecker, W.S., Chappell, J.M.A., Matthews, R.K., and Mesolella, K.J.
1974: Quaternary sea level fluctuations on Tectonic Coast: new ^{230}Th ^{234}U dates from the Huon Peninsula, New Guinea; Quaternary Research, v. 4, p. 185-205.

Bustin, R.M. and Moffat, I.
1983: Groundhog coalfield, central British Columbia; reconnaissance stratigraphy and structure; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 231-245.

Chappell, J.H.
1974: Geology of coral terraces, Huon Peninsula, New Guinea: a study of Quaternary tectonic movements and sea level changes; Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 553-570.

Church, B.N.
1973: Geology of the White Lake Basin; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 61, 120 p.

Clague, J.J.
1975: Late Quaternary sediments and geomorphic history of the southern Rocky Mountain Trench, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 595-605.

Coates, J.A.
1974: Geology of the Manning Park area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 238, 177 p.

Couillard, R. and Irving, E.
1974: Paleolatitude and reversals: evidence from the Cretaceous Period in Cretaceous system; in The Western Interior of North America, W.G.E. Caldwell (ed.), Geological Association of Canada, Special Publication no. 13, p. 21-29.

D'Addario, G.W., Dow, D.B., and Swoboda, R.
1975: Geology of Papua-New Guinea, 1:2,5000,000; Bureau of Mineral Resources, Canberra, Australia.

Eisbacher, G.H.
1974: Sedimentary history and tectonic evolution of the Sustut and Sifton basins, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 73-31, 57 p.
1981: Late Mesozoic-Paleogene Bowser Basin molasse and Cordilleran tectonics in alluvial basins; A.D. Miall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 23, p. 125-151.

Eisbacher, G.H., Carrigy, M.A., and Campbell, R.B.
1974: Paleodrainage pattern and late-orogenic basins in the Canadian Cordillera; in Tectonics and Sedimentation, W.R. Dickinson (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Paper 22, p. 143-166.

England, T.D.J. and Bustin, R.M.
1986: Thermal maturation of the western Canadian sedimentary basin south of the Red Deer River; Alberta Plains Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 34, no. 1, p. 71-90.

Ewing, T.E.
1981: Regional stratigraphy and structural setting of the Kamloops Group, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1464-1477.

Ford, D.C., Schwarez, H.P., Drake, J.J., Gascoyne, M., Harmon, R.S., and Latham, A.G.
1981: Estimates of the age of the existing relief of the Rocky Mountains of Canada; Arctic and Alpine Research, v. 13, p. 1-10.

Gabrielse, H.
1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1-14.

Geological Survey of Canada
1957: Stikine River area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 9-1957.

Ghent, E.D., Stout, M.Z., and Raeside, R.P.
1983: Plagioclase-clinopyroxene-quartz equilibria and the geobarometry and geothermometry of garnet amphibolites from Mica Creek, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 699-706.

Gibson, D.W. and Hughes, J.D.
1981: Structure, stratigraphy, sedimentary environments and coal deposits of the Jura-Cretaceous Kootenay Group, Crowsnest Pass area, Alberta and British Columbia; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits, R.I. Thompson (ed.), Geological Association of Canada, 1981 Annual Meeting, Calgary, p. 1-40.

Hamblin, A.P. and Walker, R.G.
1979: Storm-dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1673-1690.

Harrison, T.M., Armstrong, R.L., Naeser, C.W., and Harakal, J.E.
1979: Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex near Prince Rupert, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 400-410.

Hollister, L.S.
1979: Metamorphism and crustal displacements: new insights; Episodes, 1979, no. 3, p. 3-8.

Høy, T.
1976: Calc-silicate isograds in the Riondel Area, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, no. 8, p. 1093-1104.
1980: Geology of the Riondel area, central Kootenay Arc, southeastern British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 73, 89 p.

Hughes, O.L., Rampton, V.N., and Rutter, N.W.
1972: Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon (northern Canada); XXVI International Geological Congress, Guidebook to excursion A11, 59 p.

Jeletzky, J.A.
1975: Jurassic and Lower Cretaceous paleogeography and depositional tectonics of Porcupine Plateau, adjacent areas of northern Yukon, and those of Mackenzie District; Geological Survey of Canada, Paper 74-16, 52 p.

Jeletzky, J.A. and Tipper, H.W.
1968: Upper Jurassic and Cretaceous rocks of Taseko Lakes map area and their bearing on the geological history of southwestern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 67-54, 218 p.

Jenkins, D.A.L.
1974: Detachment tectonics in Western Papua-New Guinea; Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 533-548.

Johnson, S.Y.
1984: Stratigraphy, age and paleogeography of the Eocene Chuckanut Formation, northwestern Washington; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 92-106.

Jones, P.B.
1969: The Tertiary Kishenehn Formation, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 17, p. 234-246.
Martin, H.A. and Rouse, G.E.
1966: Palynology of Late Tertiary sediments from Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Journal of Botany, v. 44, p. 171-208.
Mathews, W.H.
1947: 'Tuyas,' flat-topped volcanoes in northern British Columbia; American Journal of Science, v. 245, p. 560-570.
1951: The Table, a flat-topped volcano in southwestern British Columbia; American Journal of Science, v. 249, p. 830-841.
1952a: Mount Garibaldi, a supraglacial Pleistocene volcano in southwestern British Columbia; American Journal of Science, v. 250, p. 81-103.
1952b: Ice-dammed lavas from Clinker Mountain, southwestern British Columbia; American Journal of Science, v. 250, p. 553-565.
1980: Retreat of the last ice sheets in northeastern British Columbia and adjacent Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 331, 22 p.
1981: Early Cenozoic resetting of potassium-argon dates and geothermal history of north Okanagan area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1310-1319.
1983: Early Tertiary resetting of potassium-argon dates in the Kootenay Arc, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 867-872.
1988: Neogene geology of the Okanagan Highland, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 25, p. 725-731.
1989: Neogene Chilcotin basalts in south-central British Columbia; geology, ages and geomorphic history; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 969-982.
Mathews, W.H. and Rouse, G.E.
1963: Late Tertiary volcanic rocks and plant-bearing deposits in British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 55-60.
1984: The Gang Ranch-Big Bar area, south-central British Columbia: stratigraphy, geochronology, and palynology of the Tertiary beds and their relationship to the Fraser fault; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1132-1144.
McLean, J.R.
1977: The Cadomin Formation: stratigraphy, sedimentology, and tectonic implications; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 792-827.
McMechan, R.D.
1983: Geology of the Princeton Basin; British Columbia Ministry of Energy, Mines, and Petroleum Resources, Paper 1983-3, 52 p.
Monger, J.W.H.
1968: Early Tertiary stratified rocks, Greenwood map-area, (82 E/2) British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 67-42, 39 p.
Monger, J.W.H. and Irving, E.
1980: Northward displacement of north-central British Columbia; Nature, v. 285, p. 289-294.
Norris, D.K., Stevens, R.D., and Wanless, R.K.
1965: K-Ar age of igneous pebbles in the McDougall-Segur conglomerate, southeastern Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Paper 65-26, 11 p.
Nurkowski, J.R.
1984: Coal quality, coal rank variation and its relation to reconstructed overburden, Upper Cretaceous and Tertiary Plains coals, Alberta, Canada; American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 68, no. 5, p. 285-295.
Parrish, R.R.
1981a: Uplift rates of Mt. Logan, Yukon Territory and British Columbia's central Coast Mountains using fission track dating methods; Eos, v. 62, p. 59-60.
1981b: Cenozoic thermal and tectonic history of the Coast Mountains of British Columbia as revealed by fission track and geological data and quantitative thermal models; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 116 p.
Parrish, R.R., Carr, S., and Parkinson, D.
1985: Metamorphic complexes and extensional tectonics, southern Shuswap Complex, southeastern British Columbia; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the southern Canadian Cordillera, D.J. Tempelman-Kluit (ed.), p. 12-1 to 12-15.
Pigage, L.C. and Greenwood, H.J.
1982: Internally consistent estimates of pressure and temperature: the staurolite problem; American Journal of Science, v. 282, p. 943-969.
Price, R.A., Monger, J.W.H., and Roddick, J.A.
1985: Cordilleran cross-section, Calgary to Vancouver; Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Vancouver, Field Trip 3 Guide Book.
Rapson, J.E.
1965: Petrography and derivation of Jurassic-Cretaceous clastic rocks, southern Rocky Mountains, Canada; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 49, p. 1426-1452.
Rouse, G.E.
1967: A late Cretaceous plant assemblage from east-central British Columbia: Part 1, fossil leaves; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 1185-1212.
1977: Paleogene palynomorph ranges in western and northern Canada; in Contributions of Stratigraphic Palynology, vol. 1 (Cenozoic Palynology), W.C. Elsik (ed.), American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series 5A, p. 48-65.
Rouse, G.E. and Mathews, W.H.
1979: Tertiary geology and palynology of the Quesnel area, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 27, p. 418-445.
Souther, J.G. and Stanciu, C.
1975: Operation Saint Elias, Yukon Territory: Tertiary volcanic rocks; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 63-70.
Stott, D.H.
1968: Lower Cretaceous Bullhead and Fort St. John groups between Smoky and Peace rivers, Rocky Mountain Foothills, Alberta and British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 152, 279 p.
1984: Cretaceous sequences of the foothills of the Canadian Rocky Mountains; in The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 9, p. 85-107.
Sutherland Brown, A.
1969: Aiyansh lava flow, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 1460-1467.
Sutherland Brown, A. and Yorath, C.J.
1985: Lithoprobe profile across southern Vancouver Island: geology and tectonics; Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Vancouver, B.C. Field Trip 8, Guide Book.
Taylor, D.R. and Walker, R.G.
1984: Depositional environments and paleogeography in the Albian Moosebar Formation and adjacent fluvial Gladstone and Beaver Mines formations, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 698-714.
Tempelman-Kluit, D.
1980: Evolution of physiography and drainage in southern Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1189-1203.
Tempelman-Kluit, D.J. and Parkinson, D.
1986: Extension across the Eocene Okanagan crustal shear in southern British Columbia; Geology, v. 14, p. 318-321.
Woodsworth, G.J., Crawford, M.L., and Hollister, L.S.
1983: Metamorphism and structure of the Coast Plutonic Complex and adjacent belts, Prince Rupert and Terrace area, British Columbia; Guidebook to Field Trip 14, Geological Association of Canada, 1983 National Meeting, Victoria, B.C.
Yorath, C.J. and Chase, R.L.
1981: Tectonic history of the Queen Charlotte Islands and adjacent areas - a model; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1717-1739.
Yorath, C.J. and Cook, D.G.
1981: Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography, northern Interior Plains, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 398.
Yorath, C.J., Green, A.G., Clowes, R.M., Sutherland Brown, A., Brandon, M.T., Kanasewich, E.R., Hyndman, R.D., and Spencer, C.
1985: Lithoprobe-southern Vancouver Island: Seismic reflection sees through Wrangellia to the Juan de Fuca Plate; Geology, v. 13, no. 11, p. 759-762.
Young, F.G., Myhr, D.W., and Yorath, C.J.
1976: Geology of the Beaufort-Mackenzie Basin; Geological Survey of Canada, Paper 76-11.

Adresse de l'auteur

W.H. Mathews
Department of Geological Sciences
University of British Columbia
Vancouver, British Columbia
V6T 2B4

Imprimé au Canada

Chapitre 12

GLACIATION ET SÉDIMENTATION QUATERNAIRES

Résumé
Introduction
Inlandsis de la Cordillère
Dépôts glaciaires
Dépôts des intervalles non glaciaires
Distribution et faciès des sédiments quaternaires
Sédimentation et érosion quaternaires
  Effets de la glaciation sur la sédimentation et l'érosion
  Contraintes spatiales sur la sédimentation
Déformation de la croûte terrestre liée à la glaciation
Références

Chapitre 12

GLACIATION ET SÉDIMENTATION QUATERNAIRES

John J. Clague

RÉSUMÉ

L'ère quaternaire, la dernière période de l'histoire du globe qui a commencé il y a environ deux millions d'années, se caractérise par de grandes perturbations climatiques qui ont fait alterner croissance et décroissance des glaciers continentaux aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. Une de ces nappes glaciaires et quelques glaciers satellites autonomes de plus petite dimension ont recouvert à maintes reprises la majeure partie de la Cordillère canadienne, à l'exception de la partie nord du Yukon et de certaines parties du secteur occidental du district de Mackenzie.

Le refroidissement du globe au début de chaque glaciation a entraîné une expansion des glaciers de cirque et de vallée dans les hautes montagnes de l'Ouest du Canada. Au fur et à mesure de ce refroidissement, l'avancée et la coalescence de ces glaciers ont formé des glaciers de piémont et des glaciers de montagne. Des glaciers provenant de différentes chaînes de montagnes ont fini par se rejoindre pour recouvrir la majeure partie de la Colombie-Britannique, le sud du Yukon et, à des degrés divers, l'ouest de l'Alberta, l'Alaska et le nord-ouest des États-Unis. Au cours de la plupart des glaciations quaternaires, l'Inlandsis de la Cordillère a été alimenté continuellement à partir de sources situées dans la haute montagne, et l'écoulement glaciaire était surtout contrôlé par la forme du relief. Cependant, au pléniglaciaire, les glaces à l'intérieur de la Colombie-Britannique sont devenues suffisamment épaisses pour entretenir un ou plusieurs dômes de glace sur lesquels l'écoulement superficiel s'effectuait selon une configuration radiale à partir du centre.

Un réchauffement rapide du climat a mis fin à chacune des glaciations. La déglaciation s'est accomplie par le retrait du front glaciaire selon une configuration complexe, et par la fonte des glaciers accompagnée d'une stagnation générale. Dans les régions à relief moyen, ce sont les hautes terres qui ont d'abord percé l'inlandsis, divisant ce dernier en une série de langues dont la résorption a été déterminée par les conditions locales.

Des glaciers existaient dans la Cordillère canadienne à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire, mais on sait peu de choses sur la nature et la chronologie des premiers événements glaciaires. Des indices stratigraphiques et morphologiques raisonnablement bons n'existent que pour les trois dernières glaciations. La plus récente (Wisconsinien tardif) est également la plus étudiée, car toute la partie de la Cordillère qui en a été affectée porte en surface des sédiments et des formes de relief qui en sont l'héritage direct. Par contre, les dépôts de glaciations plus anciennes sont moins fréquents et sont généralement masqués par des sédiments plus récents. Les formes de relief attribuables à ces glaciations plus anciennes ne s'observent qu'au delà des limites glaciaires du Wisconsinien tardif dans certaines parties du Yukon, dans l'ouest de l'Alberta et dans le nord-ouest des États-Unis. D'après les indices connus, les styles glaciaires des trois dernières glaciations étaient largement similaires, bien que l'Inlandsis de la Cordillère du Wisconsinien tardif semble avoir été moins étendu que ses prédécesseurs.

Les glaciations ont alterné avec des périodes de moindre couverture glaciaire, c'est-à-dire des périodes où les glaciers étaient principalement confinés dans les chaînes de montagnes. Des données stratigraphiques, paléoécologiques et sédimentologiques sont disponibles pour les trois derniers interglaciaires, dont le plus récent, commencé il y a environ 10 000 ans, se poursuit de nos jours. Ces données indiquent que les milieux sédimentaires et le cadre géomorphologique ont été comparables d'un interglaciaire à l'autre, du moins dans la partie sud de la Cordillère canadienne.

La stratigraphie quaternaire de la Cordillère canadienne est surtout le produit de brefs épisodes de sédimentation séparés par de longues périodes de non-sédimentation et d'érosion. De grandes épaisseurs de sédiments stratifiés se trouvent surtout dans les vallées et les basses terres côtières; elles se sont déposées dans des milieux proglaciaires et juxtaglaciaires pendant les périodes de croissance et de décroissance de l'Inlandsis de la Cordillère. Au cours des pléniglaciaires, des tills se sont déposés sur de grandes surfaces à relief faible et modéré, mais en même temps, une grande partie du relief a été érodée par des glaciers.

La sédimentation a été moins étendue et moins rapide pendant les interglaciaires que durant les glaciations. De grandes quantités de sédiments se sont accumulées en milieu extracôtier, en particulier dans des fjords et des bassins. À terre, les seuls sites importants d'accumulation de sédiments non glaciaires sont des lacs, des plaines d'inondation et des cônes d'alluvions; aussi, les données relatives à la stratigraphie terrestre des interglaciaires sont-elles peu nombreuses. Les unités lithologiques authentiquement non glaciaires, lorsqu'il en existe, sont généralement peu épaisses et discontinues. Fréquemment, l'interglaciaire est représenté uniquement par une discordance attribuable à des cours d'eau ayant entaillé des

Clague, J.J.
1991: Glaciation et sédimentation quaternaires; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 12, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America vol. G-2, Geological Society of America)

remplissages de vallée peu après la fin de la glaciation précédente.

La croissance et la décroissance de l'Inlandsis de la Cordillère ont déclenché des rajustements isostatiques dans la croûte et le manteau sous la Cordillère canadienne. La croissance des glaciers au début de chaque glaciation a provoqué, par le jeu de l'isostasie, l'affaissement d'une partie successivement plus grande de la masse continentale de la Cordillère. Au maximum de chaque glaciation importante, la Cordillère recouverte de glace était entièrement affaissée, le centre généralement plus déprimé que la zone périphérique. La présence sur la côte de la Colombie-Britannique de lignes de rivage reliques, qui s'élèvent jusqu'à environ 200 m au-dessus du niveau marin actuel, indique que la croûte s'est probablement affaissée de plusieurs centaines de mètres au cours des pléniglaciaires.

Au cours des intervalles de déglaciation, les rajustements isostatiques se sont opérés dans le sens contraire de ceux qui ont eu lieu durant les périodes de croissance de l'inlandsis. L'étude des lignes de rivage soulevées de la côte de la Colombie-Britannique indique que le soulèvement isostatique consécutif au dernier recul de l'Inlandsis de la Cordillère s'est produit très rapidement, en l'espace de quelques milliers d'années. Toutefois, étant donné le diachronisme du retrait glaciaire, ce soulèvement s'est produit à différentes époques dans différents lieux; en général, les premières régions à se libérer de leur charge glaciaire ont aussi été les premières à se soulever.

INTRODUCTION

Le trait dominant de l'ère quaternaire, la dernière période de l'histoire du globe qui a commencé il y a environ deux millions d'années, ce sont peut-être les fluctuations climatiques cycliques qui ont fait alterner la croissance et la décroissance des glaciers continentaux, ou inlandsis, en Amérique du Nord et en Europe. Des études isotopiques et magnétiques de sédiments de mer profonde mettent en évidence la succession de huit cycles climatiques majeurs depuis 800 ka; chacun a duré environ 100 ka et a comporté des oscillations climatiques à des échelles de temps plus courtes. En comparaison, entre le début de l'ère quaternaire (2 Ma) et 800 ka, le climat a connu des cycles similaires, mais de moindre amplitude et beaucoup plus fréquents (Shackleton et Opdyke, 1973, 1976). Les épisodes les plus froids de la plupart de ces cycles climatiques ont probablement été les périodes d'englacement généralisé de la Cordillère canadienne.

La glaciation a profondément transformé le paysage et le biote de la Cordillère canadienne et, dans une large mesure, déterminé la sédimentation et l'érosion quaternaires de la région (Clague, 1986). Les glaciers du Pléistocène ont également déformé la croûte (Clague, 1983) et probablement déclenché des éruptions volcaniques (Grove, 1974).

INLANDSIS DE LA CORDILLÈRE

L'Inlandsis de la Cordillère était une masse glaciaire énorme, formée par la coalescence de plusieurs glaciers de vallée, de piémont et de montagne confluents; au pléniglaciaire, il recouvrait presque toute la Colombie-Britannique, le sud du Yukon et certaines parties de l'Alaska, de l'Alberta, du Montana, de l'Idaho et de l'État de Washington (fig. 12-1 et 12-2; Flint, 1971; Clague et al., 1989). Il était confiné principalement entre les hautes montagnes de la Cordillère occidentale et celles de la Cordillère orientale, bien que de grandes étendues à l'ouest de la chaîne Côtière et, dans une moindre mesure, à l'est des Rocheuses, en étaient également recouvertes. En bordure de la masse glaciaire principale, plusieurs chaînes de montagnes, telles que les monts Mackenzie et Ogilvie ainsi que les chaînons des îles de la Reine-Charlotte, ont porté des calottes glaciaires plus ou moins indépendantes de l'Inlandsis de la Cordillère, même au cours du pléniglaciaire.

La construction de l'Inlandsis de la Cordillère a débuté, au cours des périodes de refroidissement du globe, par l'expansion et l'avancée des glaciers des hautes montagnes de l'Ouest du Canada (Davis et Mathews, 1944). Favorisés par un refroidissement soutenu, et peut-être aussi par des précipitations accrues, ces glaciers, au-delà des fronts montagneux, sont entrés en coalescence pour former des complexes de piémont sur les plateaux et dans les basses terres (fig. 12-3). Plusieurs complexes de piémont provenant de différentes chaînes de montagnes se sont à leur tour réunis en un immense inlandsis qui s'est étendu sur la majeure partie de la Colombie-Britannique et des régions adjacentes. Au cours de toute cette période, les montagnes constituaient la principale source de la glace de glacier, et l'écoulement glaciaire était contrôlé en grande partie par le relief. À l'occasion, cependant, les accumulations glaciaires ont atteint des épaisseurs considérables (jusqu'à environ 2,5 km), et il s'est alors formé à l'intérieur de la Colombie-Britannique un ou plusieurs dômes sur lesquels l'écoulement superficiel se faisait radialement à partir du centre (Flint, 1971).

Un réchauffement rapide du climat a mis fin à chacun des cycles glaciaires. La déglaciation s'est accomplie en périphérie de l'inlandsis par retrait du front glaciaire suivant une configuration complexe, et dans le centre de l'inlandsis par fonte des glaces accompagnée de stagnation généralisée (fig. 12-3; Fulton, 1967; Clague, 1981). Sur la marge occidentale de l'inlandsis il y avait vêlage de glaciers au contact d'une mer dont le niveau s'élevait sous l'effet de l'eustasie. Dans les régions à relief modéré, la configuration de la déglaciation a été encore plus complexe: les hautes terres, les premières à se libérer de leur charge glaciaire, ont morcelé l'inlandsis en une série de langues glaciaires de vallée dont la décroissance a été soumise à l'influence de facteurs locaux. À chaque cycle glaciaire, la chronologie de la déglaciation a varié d'une région à l'autre (Fulton, 1971). Les premières régions à se libérer de leur charge glaciaire ont été celles qui se trouvaient en périphérie de l'inlandsis. Des glaciers actifs ont probablement survécu plus longtemps dans certaines vallées de montagne, mais ils pourraient avoir coexisté avec de grandes masses de glace morte sur des plateaux intérieurs.

Des lobes de l'Inlandsis de la Cordillère et des glaciers de vallée autonomes des Rocheuses et des monts Mackenzie ont par moments fusionné avec l'Inlandsis laurentidien, le long de la marge orientale de la Cordillère canadienne (Rutter, 1984). Au cours de la plupart des glaciations, ce phénomène de coalescence s'est limité à une portion relativement petite de la marge de la Cordillère, surtout à l'est des Rocheuses centrales et septentrionales. Au cours de glaciations mineures, une zone continue libre de glace séparait les glaces du Keewatin, à l'est, de l'Inlandsis de la Cordillère et des glaciers satellites de montagne, à l'ouest.

DÉPÔTS GLACIAIRES

Des études récentes de formes volcaniques juxtaglaciaires et de dépôts glaciaires interstratifiés de laves et de pyroclastites au mont Edziza, en Colombie-Britannique, mettent en évidence l'existence d'une glaciation il y a plus de 1 Ma et peut-être même 3 Ma (Souther et al., 1984). Des indices similaires relevés à Fort Selkirk, au Yukon (Naeser et al., 1982), et à Dog Creek, en Colombie-Britannique (Mathews et Rouse, 1986), montrent qu'une ou plusieurs des glaciations continentales de la Cordillère canadienne remontent à plus de 1 Ma. Enfin, des études ont été effectuées sur des glaciations du Miocène et du Pliocène dans les monts Wrangell, dans l'extrême est de l'Alaska (Denton et Armstrong, 1969). Malheureusement, les dépôts issus de ces premières glaciations sont fragmentaires, et l'histoire glaciaire de la Cordillère de la fin du Tertiaire et du début du Quaternaire est mal connue.

Les plus anciennes périodes de formation d'inlandsis qui soient suffisamment documentées par la stratigraphie et la géomorphologie sont antérieures au Sangamonien (fig. 12-4, tableau 12-1) et remontent donc à plus de 128 ka (Shackleton et Opdyke, 1973). Il existe des dépôts de ces glaciations sous des sédiments du Wisconsinien et du Sangamonien(?) à plusieurs endroits sur la côte sud de la Colombie-Britannique (Armstrong, 1981) et dans la partie sud du Yukon (Denton et Stuiver, 1967; Klassen, 1978, 1987); il en affleure également au-delà des limites de la glaciation wisconsinienne dans la partie centrale du Yukon (Bostock, 1966; Hughes et al., 1969) (fig. 12-5). On possède peu de renseignements sur l'étendue de la couverture glaciaire pendant ces glaciations, mais il semble que les avancées glaciaires de Nansen et de Klaza (Pléistocène précoce et moyen) au Yukon aient été plus étendues que les avancées ultérieures.

Il est généralement admis qu'il y a eu deux glaciations majeures dans la Cordillère canadienne depuis les derniers 75 à 100 ka, une au Wisconsinien précoce et l'autre au Wisconsinien tardif (Fulton, 1984). L'avant-dernière glaciation dans cette région a été située au Wisconsinien précoce, essentiellement par inférence. Étant donné que les dépôts de cette glaciation sont très mal datés, l'âge déduit n'est que provisoire; la glaciation pourrait avoir eu lieu pendant l'Illinoien. Des dépôts glaciaires de l'avant-dernière glaciation sont présents en surface, au-delà des limites glaciaires du Wisconsinien tardif, dans le centre du Yukon (fig. 12-5; Bostock, 1966; Hughes et al., 1969) et dans les Foothills (Rutter, 1972, 1977; Alley, 1973; Roed, 1975; Stalker et Harrison, 1977; Jackson, 1980). On en trouve également sous les sédiments du Wisconsinien moyen et tardif dans des vallées et des plaines côtières en Colombie-Britannique et au Yukon (Denton et Stuiver, 1967; Fulton et Smith, 1978; Hicock et Armstrong, 1983; Hicock, 1984). Par leurs caractéristiques et leur complexité, ces sédiments glaciaires se comparent à ceux du Wisconsinien tardif, ce qui indique des configurations de glaciation similaires. Toutefois, la couverture glaciaire semble avoir été plus étendue pendant le premier de ces deux épisodes.

Les dépôts de l'avant-dernière glaciation sont antérieurs à la limite de datation ^{14}C, mais on ne sait au juste de combien. Les sédiments non glaciaires du Wisconsinien moyen en Colombie-Britannique ont donné un âge ^{14}C de 58 800 + 2 900/- 2 100 BP (QL-195; Armstrong et Clague, 1977; Clague, 1980); il en résulte que l'avant-dernière glaciation dans la Cordillère canadienne remonte à plus de 59 ka.

Des dépôts et des formes de relief glaciaires de la dernière glaciation sont présents en surface ou près de la surface presque partout en Colombie-Britannique et dans le sud du Yukon (fig. 12-6). Ils indiquent la configuration détaillée de l'écoulement glaciaire (Prest et al., 1968) et révèlent que la Cordillère était entièrement englacée au pléniglaciaire du Wisconsinien tardif, à l'exception de l'extrême nord, de quelques régions marginales à l'est et à l'ouest, et de quelques nunataks (Fulton, 1971; Clague, 1981; Clague et al., 1989). Le long de la bordure orientale de la Cordillère, l'écoulement glaciaire s'est effectué à partir des Rocheuses centrales et septentrionales vers les Plaines intérieures, et les glaces sont entrées en coalescence avec l'Inlandsis laurentidien (Rutter, 1984). Par contre, certains glaciers des monts Mackenzie sont demeurés bien en retrait du front montagneux, même au maximum de la dernière glaciation. Le long de la marge occidentale de la Cordillère, certaines parties des îles de la Reine-Charlotte (Warner et al., 1982) et la partie occidentale de l'île de Vancouver semblent avoir échappé à la glaciation du Wisconsinien tardif.

Des datations ^{14}C et des études paléoécologiques indiquent que le refroidissement climatique et l'expansion glaciaire ayant marqué le début de la dernière glaciation ont commencé il y a environ 25-30 ka (Clague, 1980, 1981). La croissance des glaciers a d'abord été lente, la couverture glaciaire se limitant aux chaînes de montagnes jusqu'à 20 ou 25 ka, selon l'endroit. Certaines régions de la Colombie-Britannique sont restées libres de glace jusqu'à 17 ka, l'Inlandsis de la Cordillère n'ayant atteint son extension maximale au sud qu'entre 14 et 14,5 ka (Clague et al., 1980). La décroissance de l'inlandsis s'est amorcée peu après 14 ka. Certaines parties des basses terres côtières du sud-ouest de la Colombie-Britannique étaient libres de glace à 13 ka, et l'inlandsis comme la plupart des glaciers satellites avaient complètement disparu à 10 ka ou peu après (Fulton, 1971; Clague, 1980, 1981). Des études détaillées effectuées dans quelques régions, principalement en bordure de l'inlandsis, ont montré que la croissance et la décroissance des glaces ont été des processus complexes; à certains endroits, des épisodes de retrait ont eu lieu avant même le pléniglaciaire, et des haltes et réavancées glaciaires ont eu lieu durant la déglaciation (fig. 12-7; Armstrong et al., 1965; Clague, 1975; Rutter, 1977; Hicock et Armstrong, 1981; Saunders et al., 1987).

DÉPÔTS DES INTERVALLES NON GLACIAIRES

Les glaciations ont alterné avec des périodes où les glaces ont été entièrement ou partiellement confinées aux grandes chaînes de montagnes. Les données sur les intervalles non glaciaires du Quaternaire précoce et moyen sont rares, et nous savons peu de choses sur leurs âges et leurs milieux. Néanmoins, trois périodes de dépôt de spéléothèmes dans des grottes des Rocheuses et des monts Mackenzie pourraient correspondre à des intervalles non glaciaires majeurs dont les âges $^{230}Th/^{234}U$ sont de > 350 ka, 275-320 ka et 185-235 ka respectivement (Harmon et al., 1977).

L'intervalle non glaciaire le plus ancien, bien documenté stratigraphiquement, est présumé correspondre au

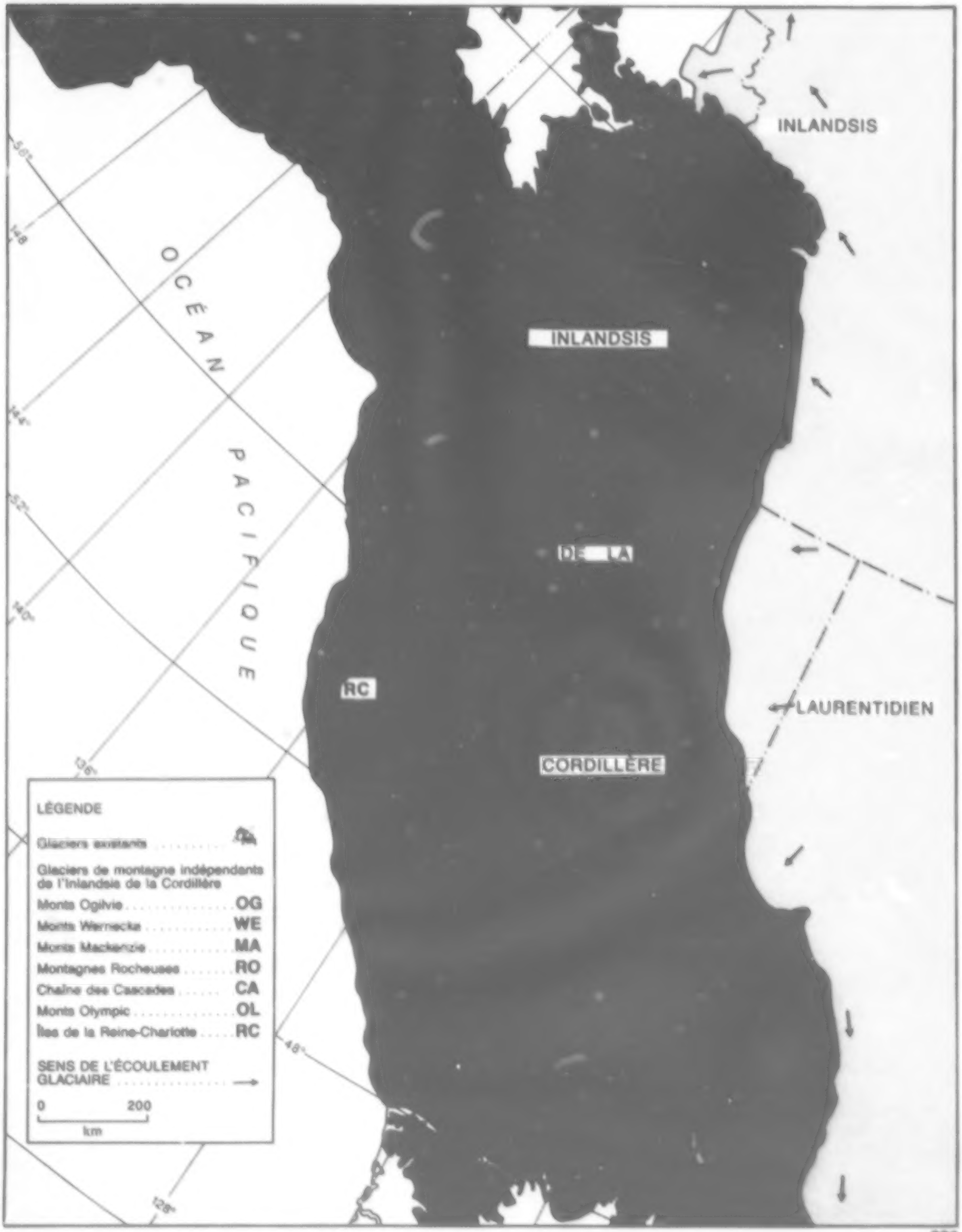


Figure 12-1. Le complexe glaciaire de la Cordillère à son maximum d'extension. Dans certaines chaînes de montagnes, en périphérie, existaient des glaciers de vallée qui étaient indépendants ou semi-indépendants de l'Inlandsis de la Cordillère. L'extension de la glaciation a été établie, en partie, à l'aide de données tirées de Crandell (1965), Lemke et al. (1965), Richmond et al. (1965), Prest et al. (1968), Hamilton et Thorson (1983), Porter et al. (1983) et Prest (1984).

Sangamonien (env. 115-128 ka; étage 5e de la stratigraphie isotopique de l'oxygène; Shackleton et Opdyke, 1973). Cependant, la plupart des sédiments non glaciaires de la Cordillère canadienne qui ont été attribués au Sangamonien sont mal datés; de fait, certains pourraient être plus anciens. Des études paléoécologiques sur des sédiments déposés pendant cet intervalle non glaciaire indiquent que le climat d'alors était au moins aussi chaud que le climat actuel (Hicock et Armstrong, 1983; Hicock, 1984; Alley et Hicock, 1986); toutefois, il semble avoir été plus frais pendant la dernière partie de la période (Fulton et Smith, 1978).

La glaciation du Wisconsinien tardif a été précédée d'un intervalle non glaciaire ayant commencé un peu avant 59 ka et s'étant terminé vers 25-30 ka (fig. 12-4; Clague, 1980, 1981). Les plateaux et les basses terres sont probablement demeurés libres de glace pendant toute cette période, comparable à la période actuelle du point de vue des milieux sédimentaires et du cadre géomorphologique. Des analyses paléoécologiques des sédiments non glaciaires du Wisconsinien moyen indiquent un climat tantôt comparable au climat actuel, tantôt plus froid (Clague, 1978; Alley, 1979; Warner et al., 1984; Alley et al., 1986). Les sédiments du Wisconsinien moyen sont sous-jacents aux dépôts glaciaires de la dernière glaciation et, en général, ne sont pas exposés dans la Cordillère.

L'intervalle non glaciaire actuel (c.-à-d. l'Holocène), qui a débuté il y a 10 000 ans, se caractérise par l'adaptation des systèmes géomorphologiques aux nouvelles conditions environnementales engendrées par la déglaciation (voir p. ex. Church et Ryder, 1972, pour une étude de l'adaptation des réseaux hydrographiques à la déglaciation). Les variations climatiques de l'Holocène ont été prononcées, quoique de bien moindre ampleur que celles du Pléistocène. Elles ont eu une influence sur la répartition des plantes et des animaux dans certaines parties de la Cordillère et ont fait fluctuer les glaciers de cirque et les glaciers de vallée (pour de plus amples détails, voir Clague et al., 1989). En général, la période la plus froide et la plus humide de l'intervalle non glaciaire actuel a été celle des derniers siècles, au cours desquels la plupart des glaciers alpins, du moins dans la Cordillère méridionale, ont atteint leur extension maximale de l'Holocène (Mathews, 1951; Luckman et Osborn, 1979; Clague, 1981).

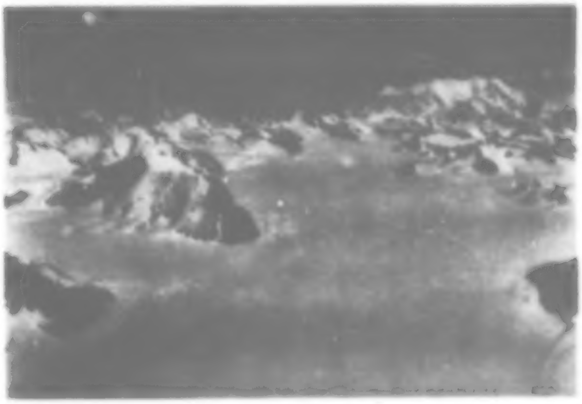


Figure 12-2. Paysage glaciaire près du mont Logan : équivalent actuel de l'Inlandsis de la Cordillère. (Photo : Austin Post, United States Geological Survey).

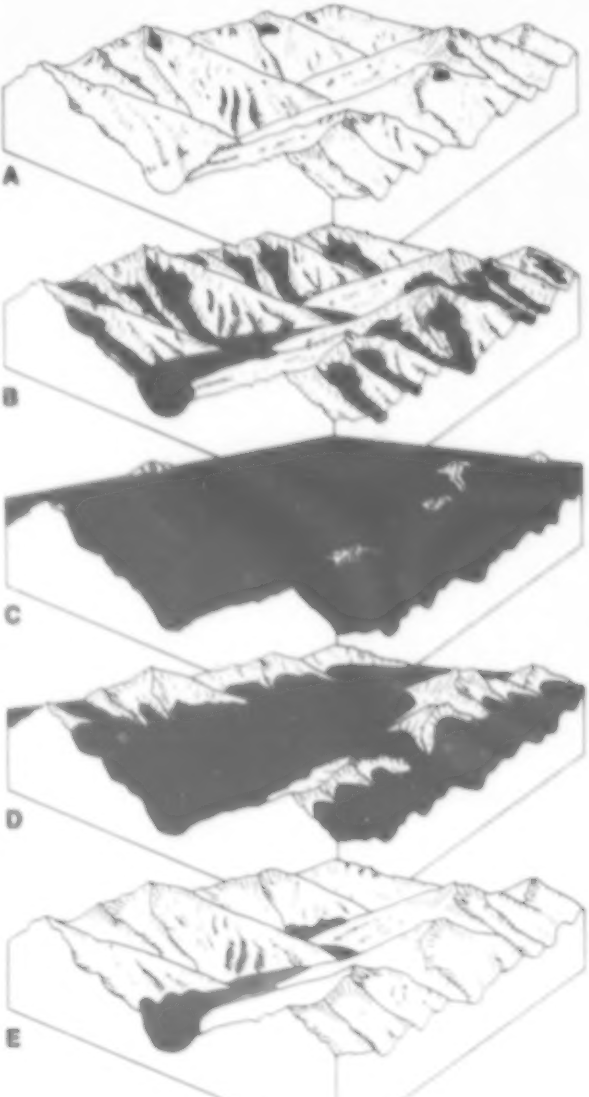


Figure 12-3. Croissance et décroissance de l'Inlandsis de la Cordillère. A. Région montagneuse au début d'une glaciation. B. Formation d'un réseau de glaciers de vallée. C. Coalescence de lobes de vallée et de piémont pour former un inlandsis. D. Décroissance de l'inlandsis par fusion; déglaciation des hautes terres avant les vallées adjacentes. E. Masses de glace stagnante résiduelles confinées dans des vallées.

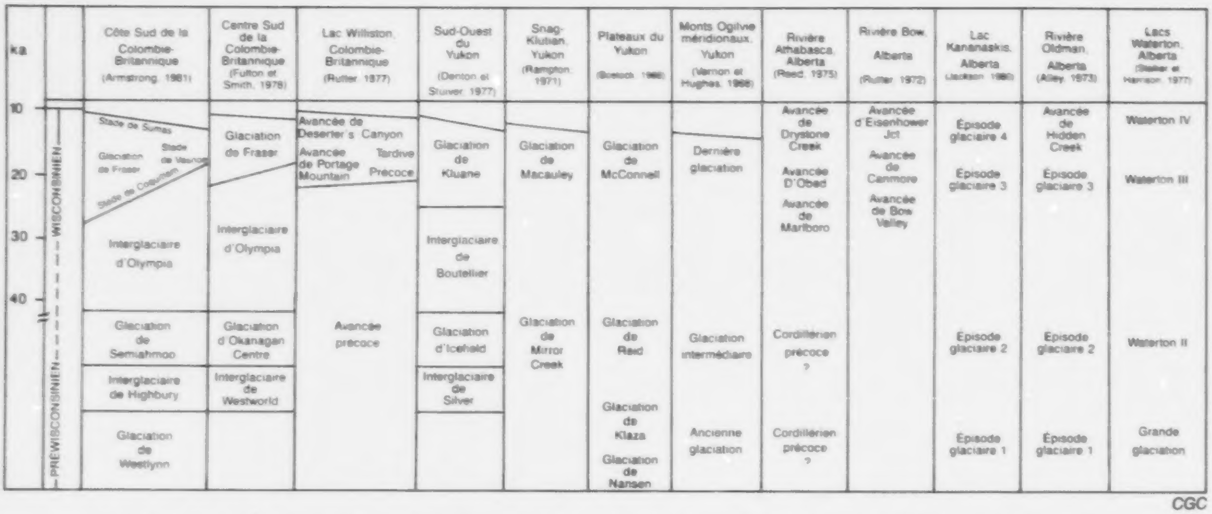


Figure 12-4. Événements quaternaires dans la Cordillère canadienne et corrélations proposées. Les âges et les corrélations sont provisoires; ils diffèrent dans certains cas de ceux rapportés dans les références citées.

DISTRIBUTION ET FACIÈS DES SÉDIMENTS QUATERNAIRES

La stratigraphie du Quaternaire dans la Cordillère canadienne est essentiellement le résultat de l'alternance des périodes de croissance et de décroissance de l'Inlandsis de la Cordillère (Clague, 1986). La plupart des unités quaternaires ont une origine glaciaire et se composent de (1) sédiments stratifiés (drift) déposés dans des milieux proglaciaires et juxtaglaciaires (sédiments fluvioglaciaires, glaciolacustres et glaciomarins), et (2) de tills sous-glaciaires et supraglaciaires (fig. 12-8, 12-9). Les sédiments glaciaires les plus épais et les plus variés se trouvent principalement dans des vallées et basses terres côtières. À ces endroits, les dépôts de chaque glaciation se composent de plusieurs unités déposées dans différents milieux sédimentaires. Chacune de ces unités peut avoir des contacts francs ou progressifs avec des couches contiguës, et la plupart se caractérisent par des lithofaciès extrêmement variables. Les discordances sont fréquentes au sein des séquences glaciaires et sont le produit d'une érosion glaciaire et, dans une moindre mesure, d'une érosion fluviale.

Les séquences glaciaires sont séparées les unes des autres par des sédiments non glaciaires ou par une discordance. Les sédiments non glaciaires sont alors généralement minces et discontinus. Par exemple, sur la côte méridionale de la Colombie-Britannique, de minces dépôts non glaciaires du Wisconsinien moyen, dont l'âge s'échelonne de plus de 60 ka à environ 25 ka, se trouvent entre des unités de sédiments glaciaires (drift) beaucoup plus épaisses dont le dépôt s'est échelonné sur des périodes variant de plusieurs centaines d'années à plusieurs milliers d'années (fig. 12-8, 12-9, Armstrong et Clague, 1977). Il existe des dépôts fluviatiles et lacustres épais à certains endroits, mais la plupart se trouvent beaucoup plus haut que les niveaux de base actuels et se sont probablement formés pendant des périodes de croissance et de décroissance des glaciers (voir ci-dessous). Toutefois, certains d'entre eux pourraient en réalité appartenir à des intervalles non glaciaires. Ce sont des discordances qui séparent le plus fréquemment les principales séquences glaciaires. Elles marquent d'anciennes surfaces de terrain comparables, par la morphologie et le relief, aux surfaces actuelles.

La plupart des unités stratigraphiques du Quaternaire de la Cordillère canadienne sont diachroniques. Cela s'explique en grande partie par le fait que la croissance et la décroissance des glaciers pendant les glaciations du Pléistocène ne se sont pas accomplies partout en même temps. Durant la phase d'englaciation, la sédimentation et l'érosion ont commencé dans les montagnes, pour ensuite se propager vers l'extérieur aux plateaux, aux basses terres, puis à la plate-forme continentale. Durant la phase de déglaciation, par contre, la sédimentation a commencé plus tôt dans les zones périphériques englacées que dans la zone centrale de l'inlandsis.

La plupart des dépôts terrestres du Quaternaire dans la partie englacée de la Cordillère canadienne appartiennent au Wisconsinien et à l'Holocène. La stratigraphie préwisconsinienne est peu développée dans cette région, d'abord parce que les dépôts sangamoniens et plus anciens sont recouverts de sédiments épais du Wisconsinien et ne sont donc pas visibles, ensuite parce que la plupart de ces dépôts anciens ont été oblitérés par l'érosion glaciaire au cours du Wisconsinien. Il semble probable toutefois que des dépôts majeurs du Quaternaire précoce et moyen soient présents dans certaines parties de la plate-forme continentale à la périphérie de l'ancien Inlandsis de la Cordillère (fig. 12-10; Herzer et Bornhold, 1982; Luternauer et Murray, 1983). De plus, des sédiments anciens du Quaternaire s'observent non loin ou au-dessous du niveau de base actuel dans certaines vallées jadis englacées et dans des basses terres bordant le détroit de Georgia. Il en

Tableau 12-1. Unités stratigraphiques choisies du Quaternaire de la Cordillère canadienne

Région	Unité	Référence
	Pléistocène moyen et précoce	
Sud-ouest de la Colombie-Britannique	Drift de Westlynn	Armstrong, 1975
Sud-ouest du Yukon	Drift de Shakwak	Denton et Stuiver, 1967
Centre du Yukon	Drift de Nansen	Bostock, 1966
	Drift de Klaza	Bostock, 1966
Sud-ouest de l'Alberta	Till d'Albertan	Stalker et Harrison, 1977
	Sangamonien ou avant	
Sud-ouest de la Colombie-Britannique	Formation de Muir Point	Hicock et Armstrong, 1983
	Sédiments de Highbury	Hicock et Armstrong, 1983
Centre sud de la Colombie-Britannique	Sédiments de Westwold	Fulton et Smith, 1978
	Wisconsinien précoce ou Illinoien	
Sud-ouest de la Colombie-Britannique	Drift de Semiahmoo	Hicock et Armstrong, 1983
	Drift de Muchalat River	Howes, 1981
	Drift ancien	Howes, 1983
Centre sud de la Colombie-Britannique	Drift d'Okanagan Centre	Fulton et Smith, 1978
Centre est de la Colombie-Britannique	Drift de l'avancée précoce	Rutter, 1977
Sud-ouest du Yukon	Drift d'Icefield	Denton et Stuiver, 1967
Centre ouest du Yukon	Drift de Mirror Creek	Rampton, 1971
Centre du Yukon	Drift de Reid	Bostock, 1966
Sud-ouest de l'Alberta	Drift de Waterton II	Stalker et Harrison, 1977
	Till de Maycroft	Alley, 1973
	Wisconsinien moyen	
Sud-ouest de la Colombie-Britannique	Formation de Cowichan Head	Armstrong et Clague, 1977
Centre sud de la Colombie-Britannique	Sédiments de Bessette	Fulton et Smith, 1978
	Wisconsinien tardif	
Sud-ouest de la Colombie-Britannique	Sable de Quadra	Clague, 1976
	Drift de Coquitlam	Hicock et Armstrong, 1981
	Drift de Vashon	Armstrong, 1981
	Sédiments de Capilano	Armstrong, 1981
	Formation de Fort Langley	Armstrong, 1981
	Drift de Sumas	Armstrong, 1981
	Drift de Gold River	Howes, 1981
	Drift de Port McNeill	Howes, 1983
Centre sud de la Colombie-Britannique	Drift de Kamloops Lake	Fulton et Smith, 1978
Centre est de la Colombie-Britannique	Drift de Portage Mountain ancien	Rutter, 1977
	Drift de Portage Mountain récent	Rutter, 1977
	Till[1] de Deserter's Canyon	Rutter, 1977
Sud-ouest du Yukon	Drift de Kluane	Denton et Stuiver, 1967
Centre ouest du Yukon	Drift de Macauley	Rampton, 1971
Est du Yukon	Till[2] de Hungry Creek	Hughes et al., 1981
Centre du Yukon	Drift de McConnell	Bostock, 1966
Sud-ouest de l'Alberta	Drift[1] de Waterton III	Stalker et Harrison, 1977
	Drift de Waterton IV	Stalker et Harrison, 1977
	Till[1] d' Ernst	Alley, 1973
	Till de Hidden Creek	Alley, 1973
	Drift de Bow Valley	Rutter, 1972
	Drift de Canmore	Rutter, 1972
	Drift de Eisenhower Junction	Rutter, 1972
	Till[3] d' Erractics Train	Jackson, 1980
	Till de Marlboro	Roed, 1975
	Till d' Obed	Roed, 1975
	Till de Drystone Creek	Roed, 1975

[1] Position stratigraphique modifiée par rapport aux travaux en référence.
[2] Dépôts glaciaires provenant du Keewatin.
[3] Dépôts glaciaires à double origine (Cordillère et Keewatin).

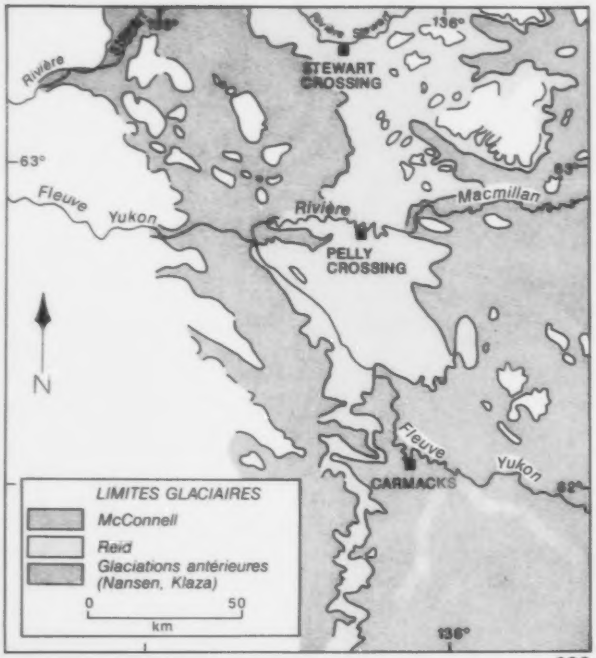


Figure 12-5. Limites de l'extension glaciaire dans le centre du Yukon. À remarquer que les avancées anciennes ont eu une plus grande extension que les plus récentes. Adapté de Hughes et al. (1969).

Figure 12-6. Surface de plateau à drumlins, située au nord-est de Prince George, en Colombie-Britannique. La photo a été prise vers l'est, en direction des Rocheuses. Ces formes de relief ont été produites au cours de la dernière glaciation (Wisconsinien tardif); l'écoulement glaciaire se faisait du coin inférieur droit vers le coin supérieur gauche. (Photo BC761-70 de la province de Colombie-Britannique).

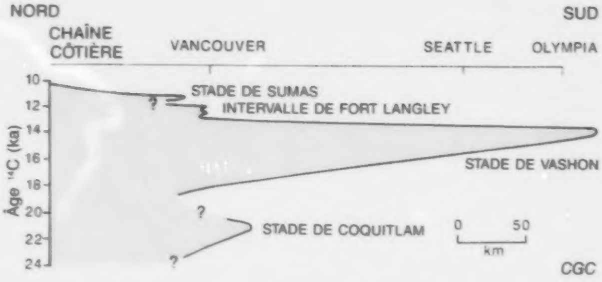


Figure 12-7. Diagramme temps-distance montrant les fluctuations de la marge de l'Inlandsis de la Cordillère dans la partie sud-ouest de la Colombie-Britannique et la partie nord-ouest de l'État de Washington au cours de la dernière glaciation.

existe aussi, largement répandus, dans certaines parties du bassin de la rivière Porcupine dans le Yukon septentrional non englacé (Hughes, 1972; Hughes et al., 1972, 1983).

SÉDIMENTATION ET ÉROSION QUATERNAIRES

Le cadre des dépôts sédimentaires du Quaternaire dans la Cordillère canadienne est le résultat de périodes de sédimentation relativement courtes alternant avec de longues périodes de non-sédimentation et d'érosion (Clague, 1986). Les unités stratigraphiques les plus épaisses et les plus étendues ont été déposées dans les vallées et les basses terres côtières pendant les périodes de croissance et de décroissance de l'inlandsis. En comparaison, les unités véritablement non glaciaires sont minces, et leur aire de distribution limitée.

Effets de la glaciation sur la sédimentation et l'érosion

Le refroidissement climatique et l'expansion des glaciers au cours de la première phase de chaque glaciation se sont traduits par une augmentation de la production de sédiments, particulièrement en milieu alpin. Au début, une grande partie de ces sédiments s'est accumulée sous forme d'épandages fluvioglaciaires dans des vallées de montagne. Toutefois, avec la descente des glaciers hors de la montagne, de grandes quantités de ces sédiments ainsi que des sédiments colluviaux et fluviatiles, déposés au cours de l'intervalle non glaciaire précédent, ont été délogés de ces aires de transit et repoussés vers des vallées intermontagneuses et des fjords. Les cours d'eau, gonflés d'une charge sédimentaire qu'ils n'étaient plus capables de transporter, ont alluvionné leurs vallées de telle sorte que de grandes quantités d'épandages fluvioglaciaires se sont accumulées en de courts laps de temps. Les sites de sédimentation se sont déplacés au fur et à mesure de l'avancée des glaces, l'alluvionnement se faisant à différents temps à différents endroits. L'expansion continue des glaciers a profondément modifié le drainage, donnant naissance à de grands lacs dont la configuration s'est transformée et dans lesquels se sont accumulées de très grandes quantités d'argile, de silt et de sable.

En outre, un alluvionnement d'ampleur comparable s'est produit à la fin de chaque glaciation majeure (Church et Ryder, 1972). Pendant ces périodes, de grandes quantités de sédiments ont été libérées par la fonte des masses glaciaires et évacuées sur des plaines d'inondation et dans des lacs glaciaires. De plus, les dépôts glaciaires récemment formés, en position instable sur des pentes, ont été entraînés par des eaux de ruissellement et des mouvements de masse vers des vallées au fond desquelles ils se sont accumulés sur des plaines d'inondation et des cônes d'alluvions. Le long de la côte, des sédiments glaciomarins se sont déposés dans des basses terres déprimées par l'isostasie et au large des côtes (Armstrong, 1981; Conway et Luternauer, 1984; Clague, 1985). Ces processus ont généré une forte accumulation de matériaux de remplissage dans la plupart des vallées intérieures et des vallées de montagne, dans les basses terres bordant le détroit de Georgia, dans des fjords et dans certains bassins extracôtiers. Des lambeaux de remplissages datant de la fin de la dernière glaciation et de la fin de l'avant-dernière glaciation constituent d'ailleurs

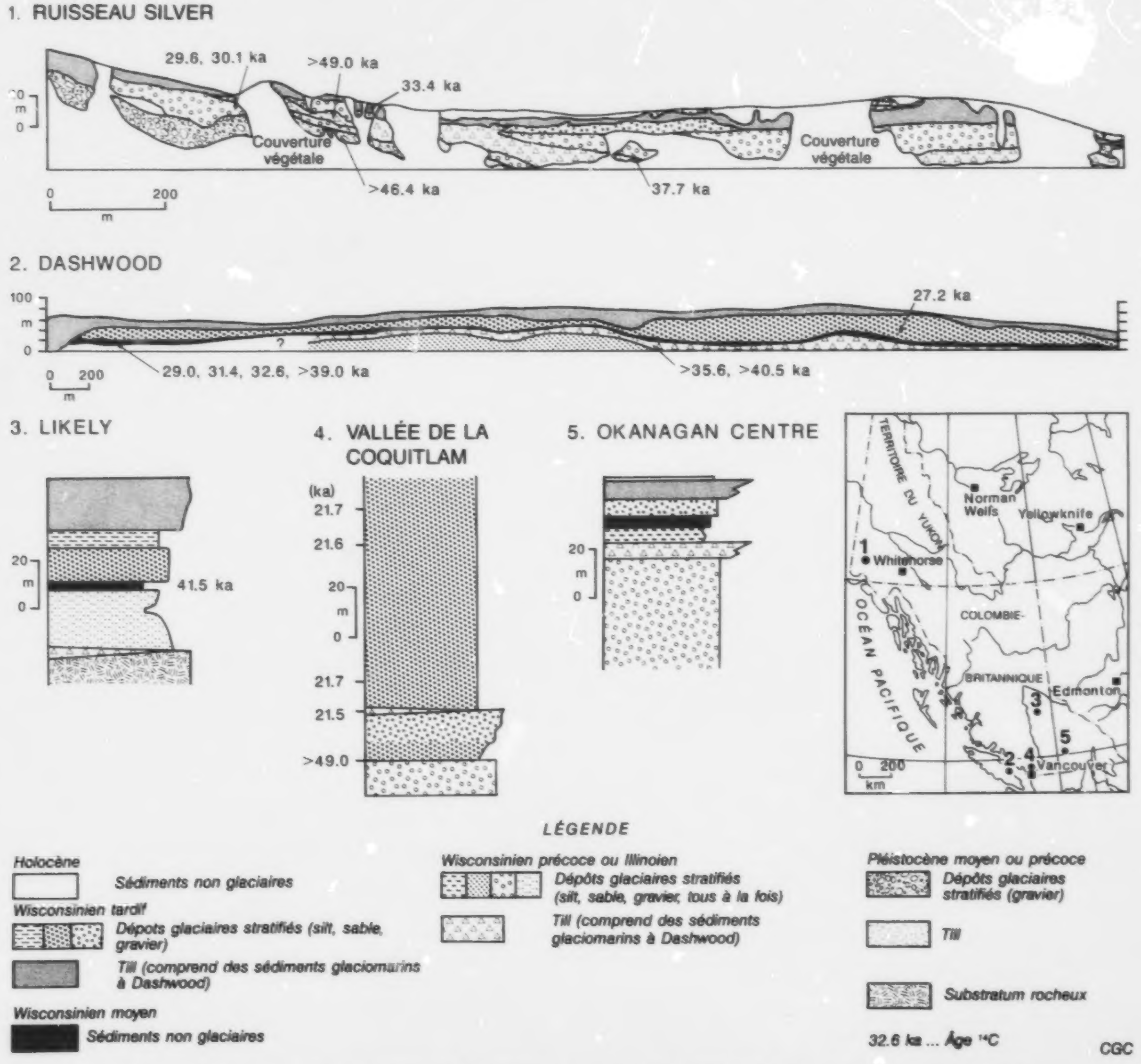


Figure 12-8. Coupes stratigraphiques représentatives du Quaternaire, montrant les relations entre les dépôts glaciaires et non glaciaires de l'Holocène, du Wisconsinien et d'âges antérieurs au Wisconsinien. Source des informations : pour les coupes, Fyles (1963), Denton et Stuiver (1967), Fulton et Smith (1978), Clague et Luternauer (1982); pour les datations ^{14}C, Denton et Stuiver (1967) et Clague (1980).

Figure 12-9. Affleurement de sédiments quaternaires dans la vallée de la Coquitlam, en Colombie-Britannique. Les graviers fluvioglaciaires datant du Wisconsinien précoce ou d'âges plus anciens (1) sont surmontés successivement par des sables et des silts minces du Wisconsinien moyen (2), une séquence négative de sédiments fluvioglaciaires ou fluviatiles (3), un till du Wisconsinien tardif (4), et par des épandages fluivioglaciares subaquatiques (?) graveleux et sableux du Wisconsinien tardif (5). Voir le croquis de cette coupe à la figure 12-8. (Photo: J.J. Clague). GSC 205437

d'importantes unités stratigraphiques dans la Cordillère canadienne. Leur étendue et leur volume sont disproportionnés par rapport aux périodes extrêmement courtes pendant lesquelles ils se sont accumulés.

La sédimentation et l'érosion ayant affecté la Cordillère durant les pléniglaciaires, c'est-à-dire au maximum d'extension des glaces, sont plus difficiles à caractériser. La plupart des régions, particulièrement les montagnes, les fjords et les vallées parallèles à la direction de l'écoulement glaciaire, ont été érodées par des glaciers, et leur couverture sédimentaire enlevée. Toutefois, certaines régions ayant été peu affectées par l'érosion, de vastes lambeaux de sédiments plus anciens ont survécu à la déglaciation. De plus, maintes surfaces érodées par des glaciers ont été recouvertes de till avant la déglaciation. Le till est beaucoup plus répandu que les remplissages stratifiés des vallées et des basses terres déposés pendant les périodes de croissance et de décroissance de l'inlandsis, mais il est généralement plus mince. Il est constitué de débris arrachés directement du substratum rocheux par l'érosion, et de débris recyclés d'anciens sédiments quaternaires.

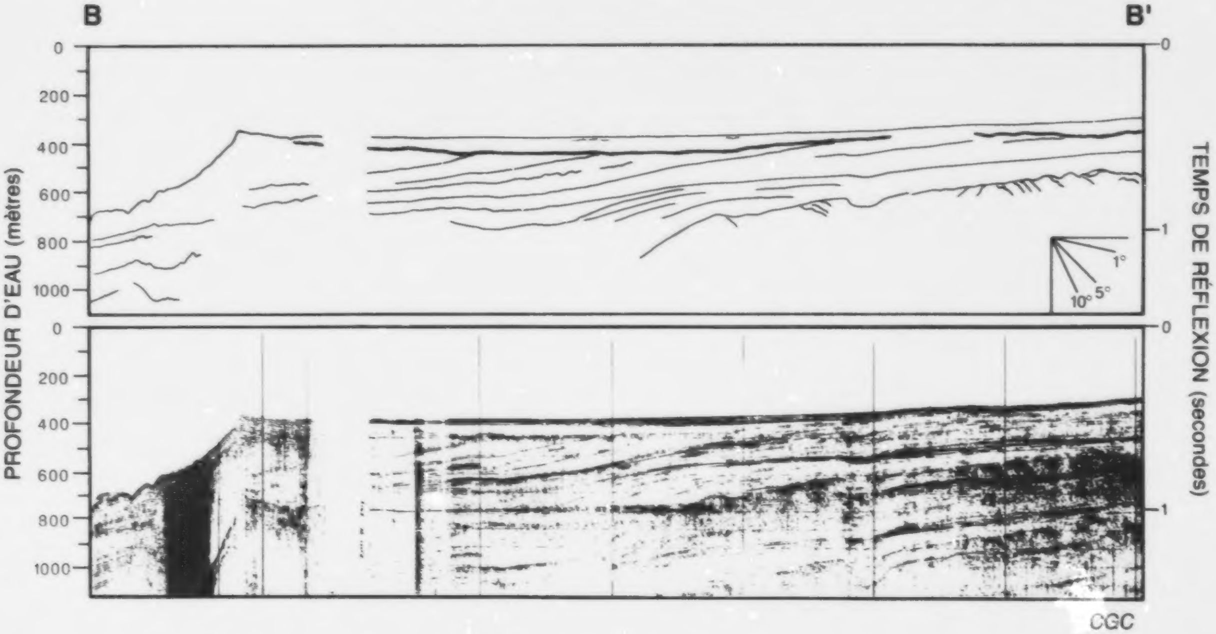
La sédimentation massive a été beaucoup plus limitée pendant les intervalles non glaciaires que durant les périodes glaciaires. Sur la terre ferme, seuls de grands lacs dans des vallées fluviales, certaines plaines d'inondation et des cônes d'alluvions aux embouchures de certains cours d'eau ont été le théâtre d'une sédimentation non glaciaire majeure. Toutefois, de grandes quantités de sédiments se sont accumulées dans des deltas marins, et au fond de fjords et de bassins marins côtiers.

Au début de chaque intervalle non glaciaire, presque partout les cours d'eau ont profondément entaillé les matériaux de remplissage des vallées (fig. 12-11; planche 28). Ce phénomène est principalement attribuable à la réduction importante du volume de sédiments apportés au réseau hydrographique à mesure que les pentes se stabilisaient et se recouvraient de végétation. De plus, le niveau de base dans les régions côtières s'est abaissé jusqu'à 200 m par suite d'un abaissement isostatique du niveau marin par rapport au continent. Les effets de cet abaissement du niveau de base se sont probablement propagés lentement vers l'intérieur des terres et peuvent avoir contribué au creusement des vallées par des cours d'eau. Toutefois, d'autres facteurs agissant localement sur le niveau de base, comme les saillies rocheuses et les étranglements, ont probablement joué un rôle aussi important, sinon plus important, dans le contrôle du sapement basal. Peu importe les causes, les cours d'eau ont profondément entaillé les matériaux de remplissage déposés au cours de la déglaciation et d'autres plus anciens, n'atteignant leur niveau de quasi-équilibre que beaucoup plus bas. Toute considération de soulèvement tectonique, de subsidence ou de reprise de la glaciation mise à part, les cours d'eau se sont généralement écoulés à ces niveaux, ou non loin de ces niveaux, pendant de longues périodes. Dans le cas de l'intervalle non glaciaire actuel, un grand nombre de cours d'eau de la Colombie-Britannique ont atteint ou presque leur niveau actuel à peine quelques milliers d'années après la fin de la glaciation du Wisconsinien tardif; les variations subséquentes du niveau des plaines d'inondation ont été relativement mineures.

Contraintes spatiales sur la sédimentation

La physiographie a joué un rôle déterminant dans le modèle de sédimentation de la Cordillère canadienne au cours du Quaternaire. À l'échelle d'un cycle glaciaire-interglaciaire (de 10 à 100 ka), les principales dépressions réceptrices de sédiments sur le continent ont été les grandes vallées et les basses terres côtières. De plus, certains plateaux ont reçu de grandes quantités de till et de sédiments juxtaglaciaires. Les montagnes et les hautes terres, même s'ils ont porté des sédiments temporairement, ont surtout été des aires d'érosion à l'échelle de temps considérée. En effet, des sédiments s'y sont accumulés localement durant les intervalles non glaciaires, mais les glaciations suivantes les ont délogés en plus d'éroder profondément le substratum rocheux. Les remplissages sédimentaires des vallées et des basses terres ont été partiellement érodés pendant les intervalles non glaciaires, et les produits d'érosion entraînés vers les plaines d'inondation, les lacs et l'océan. Les vastes plateaux de la Colombie-Britannique et du sud du Yukon ont essentiellement été des surfaces passives durant les intervalles non glaciaires, ne subissant ni sédimentation ni érosion importante, sauf au voisinage des cours d'eau et dans les régions à fort relief. Toutefois, au cours de chaque glaciation, de grandes quantités de till et de sédiments fluvioglaciaires ont été extirpées de la surface des plateaux par les glaciers avant le dépôt d'une nouvelle couverture de dépôts glaciaires.

Le site ultime de dépôt des sédiments quaternaires de la Cordillère est l'océan Pacifique. À long terme (1-10 Ma), le soulèvement de la Cordillère canadienne causé par les interactions des plaques lithosphériques dans le nord-est de l'océan Pacifique entraînera la destruction d'une grande partie de la couverture quaternaire existante. Ces matériaux seront transportés vers la mer par des cours d'eau, peut-être après un certain nombre de cycles d'érosion, de



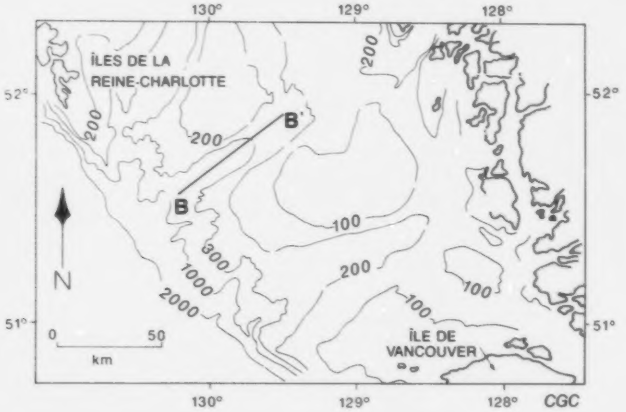


Figure 12-10. Profil de sismique-réflexion continu à travers le bassin Queen Charlotte, montrant une succession épaisse de sédiments à stratification parallèle reposant sur un «substratum rocheux» plissé(?) et surmontés en discordance par des sédiments à stratification irrégulière. L'unité sommitale et, possiblement, l'épaisse succession à stratification parallèle datent du Quaternaire. La carte montre la position du profil. Adapté de Luternauer et Murray (1983, fig. 22 et 24).

transport et de sédimentation, et s'accumuleront dans des deltas, des fjords, sur certaines parties de la plate-forme continentale et, au-delà de la marge continentale, dans des bassins et sur la plaine abyssale. Toutefois, si l'Inlandsis de la Cordillère venait à se reformer, une partie de ces sédiments serait érodée par de la glace ancrée.

DÉFORMATION DE LA CROÛTE TERRESTRE LIÉE À LA GLACIATION

Sous l'effet de la croissance et de la décroissance de l'Inlandsis de la Cordillère, des rajustements isostatiques se sont opérés dans la croûte et le manteau dans l'Ouest du Canada. Combinés aux effets eustatiques et diastrophiques associés, ces rajustements ont entraîné une succession complexe de variations du niveau marin le long de la côte de la Colombie-Britannique (Mathews et al., 1970; Clague et al., 1982b; Clague, 1983). La croissance graduelle des glaciers au début de chaque cycle glaciaire a conduit progressivement à un affaissement isostatique de la surface de la terre. Au début, cet affaissement était localisé sous les chaînes de montagnes où prenaient appui les glaciers en expansion. Sous ces régions, s'est effectué un déplacement latéral de matière dans l'asthénosphère qui a probablement produit des bourrelets périphériques qui se sont peu à peu déplacés vers l'extérieur. Au début, les lignes de rivage se seraient alors abaissées, d'une part à cause du passage de ces bourrelets périphériques dans le milieu côtier, d'autre part en raison du transfert d'eau qui s'opérait des océans vers les inlandsis en croissance. L'abaissement eustatique du niveau marin pourrait aussi avoir causé un soulèvement hydro-isostatique de la plate-forme continentale, dont le résultat aurait été d'accentuer l'abaissement du niveau marin relatif. Toutefois, les glaces ont continué à avancer sur les plateaux et les basses terres, et conséquemment l'affaissement isostatique a gagné la région côtière. Par la suite, l'affaissement glacio-isostatique a prédominé dans la plupart des régions, et le

Figure 12-11. Remplissage quaternaire entaillé, vallée du Fraser à l'ouest de Clinton, en Colombie-Britannique. La photo a été prise vers le sud. Le creusement a eu lieu durant et peu après la déglaciation, à la fin du Pléistocène. (Photo BC1087-46 de la province de Colombie-Britannique).

niveau marin relatif s'est élevé bien au-dessus de sa position actuelle.

Au maximum de chaque glaciation majeure, toute la Cordillère englacée a subi un abaissement isostatique, celui-ci ayant toutefois été beaucoup plus marqué au centre de l'inlandsis qu'en périphérie. L'amplitude de la dépression isostatique pendant ces périodes est inconnue, mais les niveaux des lignes de rivage qui se sont formées à la fin du Pléistocène immédiatement après que l'Inlandsis de la Cordillère du Wisconsinien tardif eut atteint son extension maximale nous permettent néanmoins de la circonscrire dans des limites acceptables. Des lignes de rivage reliques s'observent sur la côte de la Colombie-Britannique à environ 200 m au-dessus du niveau de la mer (fig. 12-12). Soit un abaissement eustatique d'environ 50 à 100 m à l'époque de la formation des lignes de rivage les plus élevées, l'amplitude de l'affaissement glacio-isostatique local est présumée supérieure à 250 m (Clague, 1983). En vérité, l'affaissement isostatique a probablement dépassé de beaucoup 250 m dans les zones d'épaisseur maximale de la glace, car il faut se rappeler que l'Inlandsis de la Cordillère avait déjà commencé à perdre du volume avant la formation des lignes de rivage les plus élevées et que, par conséquent, le relèvement isostatique s'était probablement déjà amorcé.

L'altitude de la limite marine du Wisconsinien tardif sur la côte de la Colombie-Britannique varie en fonction de la distance des principaux centres d'accumulation glaciaire et, dans une moindre mesure, du moment du retrait glaciaire. En général, la limite marine est plus haute sur le continent et décline vers l'ouest et le sud-ouest (fig. 12-12; Mathews et al., 1970; Clague, 1981). Les lignes de rivage du Pléistocène tardif sur les îles de la Reine-Charlotte étaient plus basses qu'elles ne le sont actuellement, d'où cette conclusion que l'affaissement glacio-isostatique a été relativement faible à cet endroit (Fladmark, 1975; Clague et al., 1982a, b).

Les rajustements isostatiques pendant les périodes de déglaciation et pendant les périodes d'englaciation se sont effectués dans des directions opposées. Dans la plupart des zones côtières, le relèvement isostatique a été plus marqué que la remontée eustatique du niveau marin qui s'opérait à la même époque, d'où un abaissement du niveau marin par rapport aux lignes de rivage les plus élevées à mesure que progressait la déglaciation. Le niveau marin relatif s'est abaissé rapidement, et le gros du relèvement isostatique s'est accompli en l'espace de quelques milliers d'années (Mathews et al., 1970; Clague, 1983).

Le relèvement a eu lieu à différentes époques le long de la côte de la Colombie-Britannique pendant la déglaciation, à cause du retrait diachronique de l'Inlandsis de la Cordillère. En général, les régions qui ont perdu leur couverture de glace en premier ont également été les premières à se soulever. Par exemple, à Victoria, le niveau marin était descendu jusqu'à son niveau actuel vers 11,5 ka, c'est-à-dire environ 1,5 ka après le début de la déglaciation de cette région. Par contre, dans la région de Kitimat, le niveau marin se trouvait encore à sa limite supérieure vers 11 ka, la déglaciation ne faisant alors que commencer; la majeure partie du relèvement a eu lieu entre 10,5 et 9 ka. Ces exemples servent à illustrer le fait que la réponse isostatique à la déglaciation a été très différente d'une région à l'autre, et que la déformation de la croûte, sous l'effet des contraintes, a été complexe et non uniforme.

Même à l'intérieur d'une région donnée, le niveau marin relatif ne s'est probablement pas abaissé uniformément à la fin de chaque glaciation. Il y a au moins trois raisons à cela: (1) la variation de la vitesse et de la direction des mouvements eustatiques à mesure que progresse la déglaciation; (2) la variation du taux de relèvement isostatique, attribuable à des haltes et réavancées glaciaires locales; et (3) la possibilité de déplacements verticaux instantanés et sporadiques le long des failles au cours des séismes.

Les mouvements crustaux survenus à la fin de la dernière glaciation ont des expressions différentes sur les îles de la Reine-Charlotte comparativement aux autres régions de la côte de la Colombie-Britannique (Clague et al., 1982a, b). Ainsi, les lignes de rivage sur les îles de la Reine-Charlotte furent plus basses que les lignes de rivage actuelles dans la période de 16 à 9,5-10 ka, alors que sur la côte du continent, juste à l'est, elles furent plus élevées au cours de la déglaciation qu'elles ne le sont actuellement. La période de niveaux marins bas sur les îles de la Reine-Charlotte a été suivie d'une transgression marine qui a atteint son maximum vers 7,5-8,5 ka, à une époque où les lignes de rivage dans certaines régions étaient environ 15 m plus hautes qu'actuellement.

Cette opposition constatée dans les variations du niveau marin entre les îles de la Reine-Charlotte et le continent trouve sa meilleure explication dans les différences

Figure 12-12. Extension de la transgression marine en Colombie-Britannique à la toute fin du Pléistocène et au début de l'Holocène. Tiré de Clague (1981, fig. 5).

de charges glaciaires d'une part, et par la migration de bourrelets périphériques au cours de la déglaciation d'autre part. Dans les îles de la Reine-Charlotte, les lignes de rivage du Pléistocène tardif sont basses car les charges glaciaires ont été insuffisantes pour abaisser la croûte au-dessous du niveau marin déjà affecté par une baisse eustatique. Au cours de l'amincissement et du retrait de l'Inlandsis de la Cordillère à la fin du Pléistocène, de la matière asthénosphérique s'est déplacée des zones périphériques englacées vers le centre de l'inlandsis. Cette perte de matière mantellique sous les îles de la Reine-Charlotte a entraîné une subsidence de la croûte, puis une transgression marine des basses terres. Sous la côte continentale, par contre, la migration des bourrelets périphériques vers l'est a été à l'origine d'un soulèvement et d'une régression marine.

RÉFÉRENCES

Alley, N.F.
1973: Glacial stratigraphy and the limits of Rocky Mountain and Laurentide ice sheets in southwestern Alberta, Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 153-177.
1979: Middle Wisconsin stratigraphy and climatic reconstruction, southern Vancouver Island, British Columbia; Quaternary Research, v. 11, p. 213-237.

Alley, N.F. and Hicock, S.R.
1986: The stratigraphy, palynology, and climatic significance of pre-middle Wisconsin Pleistocene sediments, southern Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 369-382.

Alley, N.F., Valentine, K.W.G., and Fulton, R.J.
1986: Paleoclimatic implications of middle Wisconsinan pollen and a paleosol from the Purcell Trench, south central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1156-1168.

Armstrong, J.E.
1975: Quaternary geology, stratigraphic studies and revaluation of terrain inventory maps, Fraser Lowland, British Columbia (92 G/1, 2, and parts of 92 G/3, 6, 7, and H/4); in Report of Activities, Part A, April to October 1974; Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 377-380.
1981: Post-Vashon Wisconsin glaciation, Fraser Lowland, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 322, 34 p.

Armstrong, J.E. and Clague, J.J.
1977: Two major Wisconsin lithostratigraphic units in southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1471-1480.

Armstrong, J.E., Crandell, D.R., Easterbrook, D.J., and Noble, J.B.
1965: Late Pleistocene stratigraphy and chronology in southwestern British Columbia and northwestern Washington; Geological Society of America Bulletin, v. 76, p. 321-330.

Bostock, H.S.
1966: Notes on glaciation in central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 65-36, 18 p.

Church, M.A. and Ryder, J.M.
1972: Paraglacial sedimentation:consideration of fluvial processes conditioned by glaciation; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3059-3072.

Clague, J.J.
1975: Late Quaternary sediments and geomorphic history of the Southern Rocky Mountain Trench, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 595-605.
1976: Quadra Sand and its relation to the late Wisconsin glaciation of southwest British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 803-815.
1978: Mid-Wisconsin climates of the Pacific Northwest; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 95-100.
1980: Late Quaternary geology and geochronology of British Columbia.Part 1: radiocarbon dates; Geological Survey of Canada, Paper 80-13, 28 p.
1981: Late Quaternary geology and geochronology of British Columbia.Part 2: summary and discussion of radiocarbon-dated Quaternary history; Geological Survey of Canada, Paper 80-35, 41 p.

Clague, J.J. Cont.
1983: Glacio-isostatic effects of the Cordilleran Ice Sheet, British Columbia, Canada; in Shorelines and Isostasy, D.E. Smith and A.G. Dawson (ed.), Academic Press, London, p. 321-343.
1985: Deglaciation of the Prince Rupert-Kitimat area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 256-265.
1986: The Quaternary stratigraphic record of British Columbia - evidence for episodic sedimentation and erosion controlled by glaciation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 885-894.

Clague, J.J. and Luternauer, J.L.
1982: Excursion 30A:late Quaternary sedimentary environments, southwestern British Columbia; International Association of Sedimentologists, 11th International Congress on Sedimentology (Hamilton), Field Excursion Guide Book, 167 p.

Clague, J.J., Armstrong, J.E., and Mathews, W.H.
1980: Advance of the late Wisconsin Cordilleran Ice Sheet in southern British Columbia since 22,000 yr B.P.; Quaternary Research, v. 13, p. 322-326.

Clague, J.J., Mathews, R.W., and Warner, B.G.
1982a: Late Quaternary geology of eastern Graham Island, Queen Charlotte Islands, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1786-1795.

Clague, J.J., Harper, J.R., Hebda, R.J., and Howes, D.E.
1982b: Late Quaternary sea levels and crustal movements, coastal British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 597-618.

Clague, J.J., Hughes, O.L., Jackson, L.E., Jr., MacDonald, G.M., Mathews, W.H., Matthews, J.V., Jr., Rutter, N.W., and Ryder, J.M.
1989: Quaternary geology of the Canadian Cordillera; Chapter 1 in Qua-ternary Geology of Canada and Greenland, R.J. Fulton (ed.), Geological Survey of Canada, Geology of Canada, no. 1 p. 15-96 (also Geo-logical Society of America, The Geology of North America, v. K-1).

Conway, K.W. and Luternauer, J.L.
1984: Longest core of Quaternary sediments from Queen Charlotte Sound: preliminary description and identification; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 647-649.

Crandell, D.R.
1965: The glacial history of western Washington and Oregon; in The Quaternary of the United States, H.E. Wright Jr. and D.G. Frey (ed.), Princeton University Press, Princeton, p. 341-353.

Davis, N.F.G. and Mathews, W.H.
1944: Four phases of glaciation with illustrations from southwestern British Columbia; Journal of Geology, v. 52, p. 403-413.

Denton, G.H. and Armstrong, R.L.
1969: Miocene-Pliocene glaciations in southern Alaska; American Journal of Science, v. 267, p. 1121-1142.

Denton, G.H. and Stuiver, M.
1967: Late Pleistocene glacial stratigraphy and chronology, northeastern St. Elias Mountains, Yukon Territory, Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 78, p. 485-510.

Fladmark, K.R.
1975: A paleoecological model for Northwest Coast prehistory; National Museums of Canada, National Museum of Man, Mercury Series, Archaeological Survey of Canada, Paper 43, 328 p.

Flint, R.F.
1971: Glacial and Quaternary geology; John Wiley and Sons, New York, 892 p.

Fulton, R.J.
1967: Deglaciation studies in Kamloops region, an area of moderate relief, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 154, 36 p.
1971: Radiocarbon geochronology of southern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 71-37, 28 p.
1984: Quaternary glaciation, Canadian Cordillera; in Quaternary Stratigraphy of Canada—a Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 39-48.

Fulton, R.J. and Smith, G.W.
1978: Late Pleistocene stratigraphy of south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 971-980.

Fyles, J.G.
1963: Surficial geology of Horne Lake and Parksville map-areas, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 318, 142 p.

Grove, E.W.
1974: Deglaciation - a possible triggering mechanism for recent volcanism; International Association of Volcanology and Chemistry of the Earth's Interior, Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems (Santiago), Proceedings, p. 88-97.

Hamilton, T.D. and Thorson, R.M.
1983: The Cordilleran ice sheet in Alaska: in Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 1, the Late Pleistocene, S.C. Porter (ed.), University of Minnesota Press, Minneapolis, p. 38-52.
Harmon, R.S., Ford, D.C., and Schwarcz, H.P.
1977: Interglacial chronology of the Rocky and Mackenzie Mountains based upon ^{230}Th-^{234}U dating of calcite speleothems; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2543-2552.
Herzer, R.H. and Bornhold, B.D.
1982: Glaciation and post-glacial history of the continental shelf off southwestern Vancouver Island, British Columbia; Marine Geology, v. 48, p. 285-319.
Hicock, S.R.
1984: Southwest British Columbia:Pleistocene chronology, stratigraphy and correlation; in Correlation of Quaternary Chronologies, W.C. Mahaney (ed.), Geo Books, Norwich, p. 479-489.
Hicock, S.R. and Armstrong, J.E.
1981: Coquitlam Drift:a pre-Vashon Fraser Glaciation formation in the Fraser Lowland, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1443-1451.
1983: Four Pleistocene formations in southwest British Columbia:their implications for patterns of sedimentation of possible Sangamonian to early Wisconsinan age; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1232-1247.
Howes, D.E.
1981: Late Quaternary sediments and geomorphic history of north-central Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1-12.
1983: Late Quaternary sediments and geomorphic history of northern Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 57-65.
Hughes, O.L.
1972: Surficial geology of northern Yukon Territory and northwestern District of Mackenzie, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 69-36, 11 p.
Hughes, O.L., Campbell, R.B., Muller, J.E., and Wheeler, J.O.
1969: Glacial limits and flow patterns, Yukon Territory, south of 65 degrees north latitude; Geological Survey of Canada, Paper 68-34, 9 p.Includes Map 1319A.
Hughes, O.L., Rampton, V.N., and Rutter, N.W.
1972: Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon (northern Canada); 24th International Geological Congress (Montreal), Guidebook, Field Excursion A11, 59 p.
Hughes, O.L., Harington, C.R., Janssens, J.A., Matthews, J.V., Jr., Morlan, R.E., Rutter, N.W., and Schweger, C.E.
1981: Upper Pleistocene stratigraphy, paleoecology, and archaeology of the northern Yukon interior, eastern Beringia.1. Bonnet Plume Basin; Arctic, v. 34, p. 329-365.
Hughes, O.L., van Everdingen, R.O., and Tarnocai, C.
1983: Regional setting—physiography and geology; in Guidebook to Permafrost and Related Features of the Northern Yukon Territory and Mackenzie Delta, Canada, H.M. French and J.A. Heginbottom (ed.), Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Fairbanks, p. 5-34.
Jackson, L.E., Jr.
1980: Glacial history and stratigraphy of the Alberta portion of the Kananaskis Lakes map area; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 459-477.
Klassen, R.W.
1978: A unique stratigraphic record of late Tertiary-Quaternary events in southeastern Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1884-1886.
1987: The Tertiary-Pleistocene stratigraphy of the Liard Plain, southeastern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 86-17, 16 p.
Lemke, R.W., Laird, W.M., Tipton, M.J., and Lindvall, R.M.
1965: Quaternary geology of northern Great Plains; in The Quaternary of the United States, H.E. Wright Jr. and D.G. Frey (ed.), Princeton University Press, Princeton, p. 15-27.
Luckman, B.H. and Osborn, G.D.
1979: Holocene glacier fluctuations in the middle Canadian Rocky Mountains; Quaternary Research, v. 11, p. 52-77.
Luternauer, J.L. and Murray, J.W.
1983: Late Quaternary morphologic development and sedimentation, central British Columbia continental shelf; Geological Survey of Canada, Paper 83-21, 38 p.
Mathews, W.H.
1951: Historic and prehistoric fluctuations of alpine glaciers in the Mount Garibaldi map-area, southwestern British Columbia; Journal of Geology, v. 59, p. 357-380.
Mathews, W.H. and Rouse, G.E.
1986: An Early Pleistocene proglacial succession in south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1796-1803.
Mathews, W.H., Fyles, J.G., and Nasmith, H.W.
1970: Postglacial crustal movements in southwestern British Columbia and adjacent Washington state; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 690-702.
Naeser, N.D., Westgate, J.A., Hughes, O.L., and Péwé, T.L.
1982: Fission-track ages of late Cenozoic distal tephra beds in the Yukon Territory and Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 2167-2178.
Porter, S.C., Pierce, K.L., and Hamilton, T.D.
1983: Late Wisconsin mountain glaciation in the western United States; in Late-Quaternary Environments of the United States, Volume 1, the Late Pleistocene, S.C. Porter (ed.), University of Minnesota Press, Minneapolis, p. 71-111.
Prest, V.K.
1984: Late Wisconsinan glacier complex; Geological Survey of Canada, Map 1584A.
Prest, V.K., Grant, D.R., and Rampton, V.N.
1968: Glacial map of Canada; Geological Survey of Canada, Map 1253A.
Rampton, V.N.
1971: Late Pleistocene glaciations of the Snag-Klutlan area, Yukon Territory; Arctic, v. 24, p. 277-300.
Richmond, G.M., Fryxell, R., Neff, G.E., and Weis, P.L.
1965: The Cordilleran Ice Sheet of the northern Rocky Mountains, and related Quaternary history of the Columbia Plateau; in The Quaternary of the United States, H.E. Wright Jr. and D.G. Frey (ed.), Princeton University Press, Princeton, p. 231-242.
Roed, M.A.
1975: Cordilleran and Laurentide multiple glaciation, west-central Alberta, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1493-1515.
Rutter, N.W.
1972: Geomorphology and multiple glaciation in the area of Banff, Alberta; Geological Survey of Canada, Bulletin 206, 54 p.
1977: Multiple glaciation in the area of Williston Lake, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 273, 31 p.
1984: Pleistocene history of the western Canadian ice-free corridor; in Quaternary Stratigraphy of Canada—a Canadian Contribution to IGCP Project 24, R.J. Fulton (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 84-10, p. 49-56.
Saunders, I.R., Clague, J.J., and Roberts, M.C.
1987: Deglaciation of Chilliwack River valley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 915-923.
Shackleton, N.J. and Opdyke, N.D.
1973: Oxygen-isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238:oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 10^5 year and 10^6 year scale; Quaternary Research, v. 3, p. 39-55.
1976: Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene; in Investigation of Late Quaternary Paleoceanography and Paleoclimatology, R.M. Cline and J.D. Hayes (ed.), Geological Society of America, Memoir 145, p. 449-464.
Souther, J.G., Armstrong, R.L., and Harakal, J.
1984: Chronology of the peralkaline, late Cenozoic Mount Edziza Volcanic Complex, northern British Columbia, Canada; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 337-349.
Stalker, A.MacS. and Harrison, J.E.
1977: Quaternary glaciation of the Waterton-Castle River region of Alberta; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 882-906.
Vernon, P. and Hughes, O.L.
1966: Surficial geology, Dawson, Larsen Creek, and Nash Creek map-areas, Yukon Territory (116B and 116C E1/2, 116A and 106D); Geological Survey of Canada, Bulletin 136, 25 p.
Warner, B.G., Clague, J.J., and Mathewes, R.W.
1984: Geology and paleoecology of a mid-Wisconsin peat from the Queen Charlotte Islands, British Columbia, Canada; Quaternary Research, v. 21, p. 337-350.
Warner, B.G., Mathewes, R.W., and Clague, J.J.
1982: Ice-free conditions on the Queen Charlotte Islands, British Columbia, at the height of late Wisconsin glaciation; Science, v. 218, p. 675-677.

Adresse de l'auteur

J.J. Clague
Division de la science des terrains
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

Imprimé au Canada

Chapitre 13
LE RÉGIME ACTUEL DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES SUR LA MARGE CONTINENTALE DE L'OUEST DU CANADA

Résumé
Introduction
Mouvements des plaques
- Mouvements des plaques pacifique et américaine
- Mouvements du système de la plaque Juan de Fuca: dorsale et marge

Système de la dorsale Juan de Fuca
Marge pacifique-américaine
- Système de failles de Reine-Charlotte

Jonction triple des plaques pacifique, américaine et Juan de Fuca
- Zone de failles de Nootka

Frontière des plaques Juan de Fuca et américaine: zone de subduction
- Fosse océanique comblée
- Sismicité de la marge
- Plaque subduite
- Mouvements verticaux et horizontaux de la marge
- Modèles thermiques et structuraux

Déformation au sein de la plaque américaine
Références

Chapitre 13

LE RÉGIME ACTUEL DE LA TECTONIQUE DES PLAQUES SUR LA MARGE CONTINENTALE DE L'OUEST DU CANADA

R.P. Riddihough et R.D. Hyndman

RÉSUMÉ

La marge occidentale de la Cordillère et les zones extracôtières adjacentes situées dans l'Ouest du Canada sont des régions dont l'intense activité tectonique se traduit par diverses interactions entre les plaques tectoniques, notamment par l'expansion des fonds océaniques sur les dorsales, le jeu de failles transformantes et les phénomènes de subduction. Il y a interaction de trois grandes plaques ou grands systèmes de plaques: la plaque pacifique, la plaque américaine et le petit système intermédiaire de la plaque Juan de Fuca.

Le système en échelon que constitue la dorsale d'expansion Juan de Fuca représente une zone d'accrétion océanique marquant la frontière entre la plaque pacifique et la plaque Juan de Fuca. Ce système, fragmenté et complexe, présente une vitesse d'expansion de 40 à 60 mm/a. Les levés détaillés révèlent que la morphologie et le diastrophisme y sont extrêmement variables. Le système de la plaque Juan de Fuca à l'est de la dorsale a un caractère tout aussi complexe et a apparemment répondu, par fragmentation de la plaque, puis par décalage et réorientation de la dorsale, à la résistance variable de la plaque au processus de subduction le long de la marge continentale.

L'interaction des plaques pacifique et américaine, qui s'effectue le long de la marge continentale, en direction du nord à partir du bassin Queen Charlotte (Queen Charlotte Sound), se traduit surtout par un mouvement transformant dextre à une vitesse de 50 à 60 mm/a. Cependant, il semblerait qu'il existe, le long des îles de la Reine-Charlotte, une petite composante de convergence qui cause une subduction. Au nord, au large de l'entrée Dixon, il semble qu'il y a un coulissement pur. Plus au nord, dans le sud-est de l'Alaska et l'ouest du Yukon, la frontière des plaques devient plus complexe, et d'après des études de la sismicité, il paraît probable que plusieurs failles de la région transforment le mouvement coulissant selon le système de Fairweather en un chevauchement, dans le système de Chugach-St. Elias et dans la fosse des Aléoutiennes.

Les modèles de plaques indiquent que la convergence atteint 40 à 45 mm/a sous la marge ouest de l'île de Vancouver. La compression des sédiments de la marge continentale, le soulèvement, la sismicité, le flux thermique et le volcanisme survenus dans la chaîne volcanique de Cascades-Garibaldi témoignent tous d'une convergence et d'une subduction. La détermination des hypocentres sismiques, les levés de sismique-réfraction, de sismique-réflexion et magnétotelluriques ont tous donné des résultats compatibles avec les modèles gravimétriques et permettent de reconnaître la plaque en subduction. Cependant, la nature de la déformation survenue sur la marge reste inconnue. Aucun séisme compressif n'est identifiable, mais un raccourcissement crustal a été mesuré au cours de levés terrestres répétés effectués près de la côte, notamment dans la région du Puget Sound.

L'activité intraplaque qui a lieu au sein de la plaque américaine à l'intérieur de la Colombie-Britannique se limite à des déformations au moins dix fois plus lentes qu'aux frontières de plaques. Cependant, la ceinture volcanique d'Anahim, d'orientation est-ouest, est peut-être liée au déplacement de la plaque américaine au-dessus d'un «point chaud», tandis que la ceinture volcanique de Stikine, d'orientation nord-sud, située dans le nord de la Colombie-Britannique, pourrait indiquer un type quelconque de rifting ou la formation de failles en régime extensif, selon un mécanisme associé au mouvement des plaques pacifique et américaine l'une par rapport à l'autre.

Riddihough, R. R. et Hyndman, R.D.

1991: Le régime actuel de la tectonique des plaques sur la marge continentale de l'Ouest du Canada; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 13, rév. par H. Gabrielse et C.J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America).

INTRODUCTION

Actuellement, les interactions entre les plaques lithosphériques dans la région de la Cordillère canadienne se produisent principalement le long de la marge continentale, où des dorsales océaniques, des failles transformantes et des zones de subduction délimitent les trois grandes plaques ou grands systèmes de plaques, qui sont la plaque pacifique, la plaque américaine et le petit système de la plaque Juan de Fuca (fig. 13-1). Au nord de l'île de Vancouver, la plaque pacifique, principalement océanique, et la plaque américaine interagissent en grande partie suivant un mouvement transformant dextre dans la zone de failles de Reine-Charlotte. Plus au nord, cette limite se subdivise en donnant le système de failles de Fairweather-Chatham Strait-Denali dans le sud-est de l'Alaska. La plate-forme continentale et l'archipel d'Alexander pourraient se trouver au moins partiellement liés à la plaque

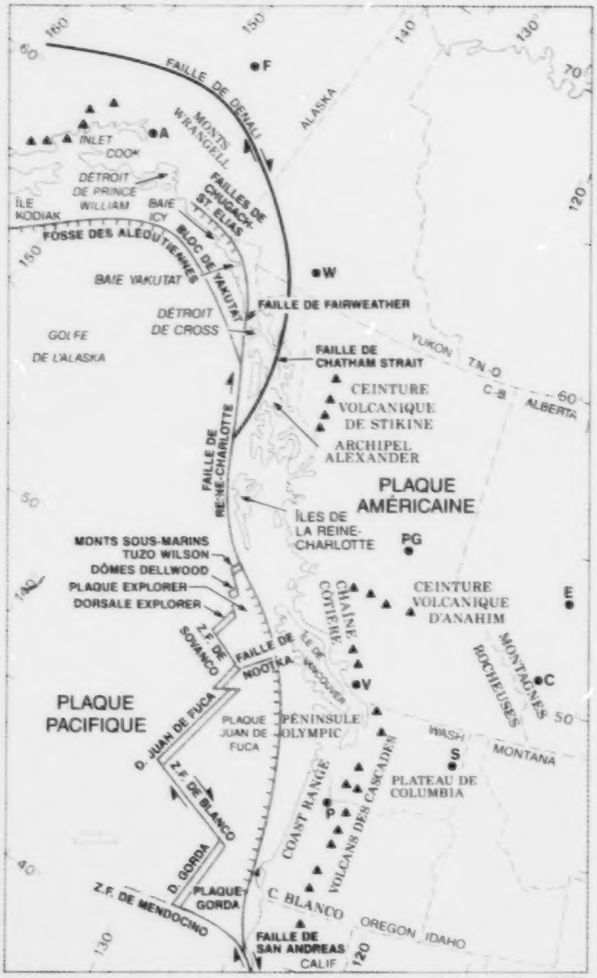


Figure 13-1. Carte de localisation montrant le régime actuel de la tectonique des plaques dans le nord-est du Pacifique. A - Anchorage; F - Fairbanks; W - Whitehorse; PG -Prince George; V - Vancouver; P - Portland; S - Spokane; C - Calgary; E - Edmonton. Les triangles figurent les centres volcaniques datant du Miocène à l'Holocène.

pacifique. Au large des côtes, le système de la dorsale Juan de Fuca, où il y a accrétion océanique, s'étend d'un point au large des côtes nord de Californie jusqu'au sud des îles de la Reine-Charlotte et constitue la limite entre la plaque pacifique et la plaque Juan de Fuca. La dorsale est très segmentée et interrompue par plusieurs failles transformantes. Le système de la plaque Juan de Fuca, qui se situe entre la dorsale du même nom et la plaque américaine, se subdivise apparemment en plusieurs sous-plaques. Au large de l'île de Vancouver, ce système converge vers le nord-est et plonge sous la marge continentale de la plaque américaine. La zone de convergence se caractérise par sa sismicité, son volcanisme et son diastrophisme actuel. La plaque américaine est généralement stable dans ses régions distantes des effets immédiats de cette convergence. Cependant, la présence de quelques entités tectoniquement actives, telles que les ceintures volcaniques de Stikine et d'Anahim, et la faible sismicité d'autres régions, telles que le sillon des Rocheuses, suggèrent qu'il se produit actuellement une lente déformation intraplaque.

Dans le présent chapitre, sont examinées les estimations relatives aux mouvements actuels des plaques de la région, puis les interactions tectoniques et la structure de cinq parties du système de plaques: le système de la dorsale Juan de Fuca, la marge transformante pacifique-américaine, la jonction des trois plaques (pacifique, américaine et Juan de Fuca), la zone de subduction au contact des plaques pacifique et américaine et la déformation au sein de la plaque américaine. Dans Keen et Hyndman (1979) et Riddihough et al. (1983), sont présentées des études qui ont déjà porté sur un grand nombre de ces thèmes.

MOUVEMENTS DES PLAQUES

Depuis la formulation de l'hypothèse de l'expansion des fonds océaniques (p. ex., Vine et Matthews, 1963; Vine et Wilson, 1965), sur laquelle est fondée la théorie de la tectonique des plaques, le mouvement actuel des plaques est généralement calculé par interprétation des anomalies magnétiques océaniques (géométrie et chronologie des inversions), de l'orientation des failles transformantes (déduite des anomalies magnétiques, de la bathymétrie et de la sismicité), des solutions des mécanismes au foyer des séismes, de la sismicité, et de la géométrie de la trace des points chauds et de leur chronologie. La période géologique que couvrent les résultats de chacune des méthodes d'analyse du mouvement des plaques se situe entre quelques décennies, pour la sismicité, et des dizaines de millions d'années, pour les points chauds. L'analyse des anomalies magnétiques permet une résolution temporelle d'environ 0,5 Ma.

Mouvement des plaques pacifique et américaine

Les deux grandes plaques de la région, la plaque pacifique et la plaque américaine, sont parmi les plus vastes du Globe. Cependant, les mesures directes de leurs déplacements l'une par rapport à l'autre sont peu nombreuses. La mesure la plus acceptée de leur déplacement relatif récent (datant de quelques Ma) est donnée par la cinématique globale des plaques, telle que définie par Minster et Jordan (1978), et basée sur un ensemble de données à l'échelle du globe comprenant les résolutions des mécanismes au foyer de séismes, les orientations des failles transformantes et les données récentes sur la vitesse d'expansion des fonds océaniques déduite des anomalies magnétiques. Le mouvement relatif ainsi calculé est de 56 mm/a et dirigé à 20°NW (fig. 13-2A) dans la région des îles de la Reine-Charlotte (RM2), les limites de confiance à 95 % étant d'environ 2 mm/a et 4°. La direction diffère nettement de celle de la faille de Reine-Charlotte à cet endroit, qui a une direction approximative de 40°NW. Il doit donc exister une composante de convergence le long de la marge. La convergence semble avoir commencé il y a 5 ou 6 Ma par une faible variation du mouvement relatif des plaques pacifique et américaine (Cox et Engebretson, 1985; Yorath et Hyndman, 1983). Au nord des îles de la Reine-Charlotte,

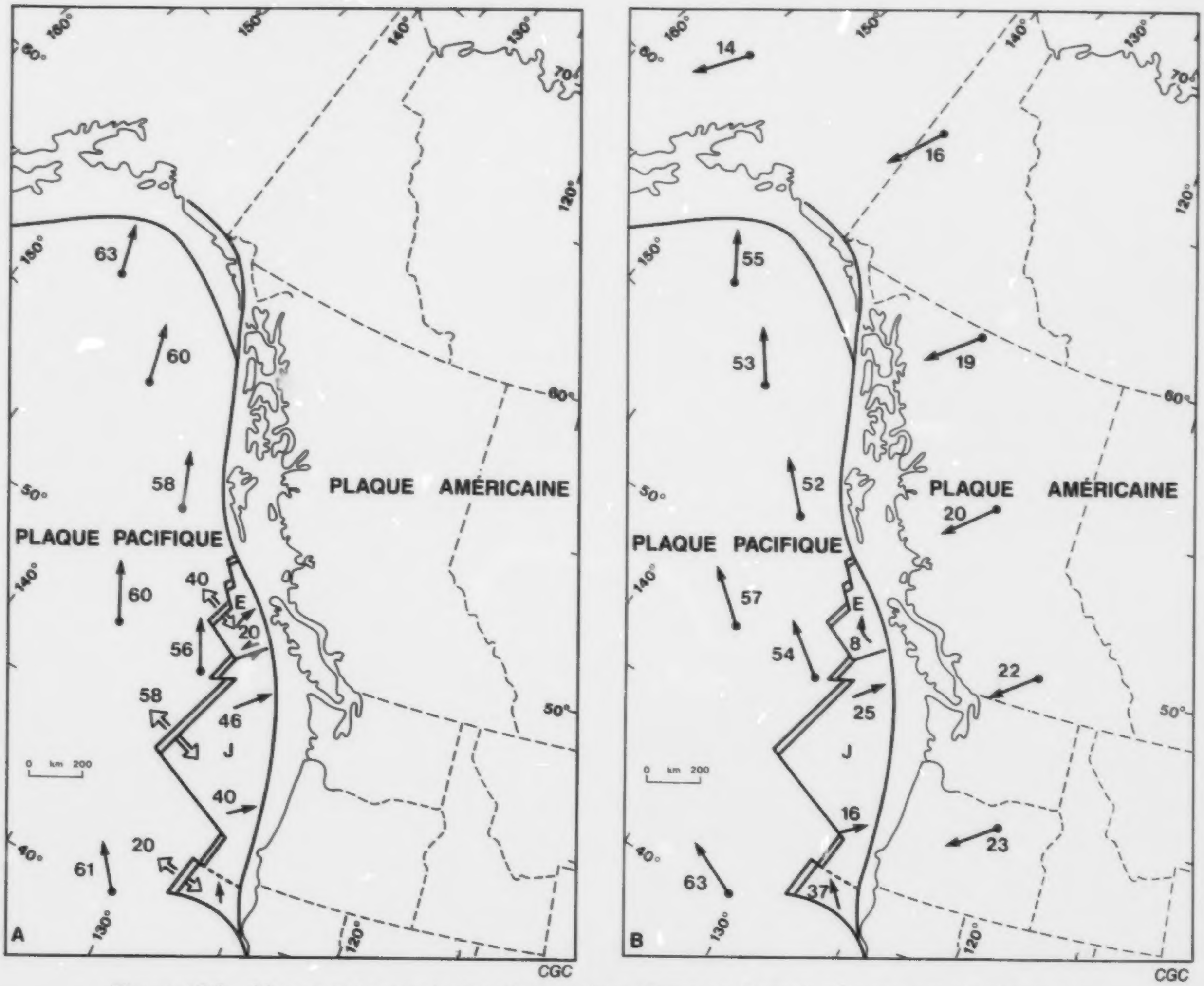


Figure 13-2. Mouvements actuels des plaques dans l'Ouest du Canada et le sud-est de l'Alaska, en mm/a (Minster et Jordan, 1978, et Riddihough, 1984). (A) Mouvements par rapport à la plaque américaine. (B) Mouvements par rapport à des «points chauds» considérés comme fixes.

au large de l'entrée Dixon, le système de failles de Reine-Charlotte-Fairweather s'infléchit vers l'est et devient parallèle à la direction actuelle calculée du mouvement des deux plaques. Les études récentes du système de failles de San Andreas, au moyen de la télémétrie laser et de nouveaux levés par trilatération et triangulation (p. ex., Minster et Jordan, 1984; Savage, 1983), et des systèmes de failles de San Andreas et de Reine-Charlotte, par observation des vitesses de relâchement du moment sismique (p. ex., Hyndman et Weichert, 1983), permettent d'estimer le mouvement relatif des deux plaques pendant un intervalle de temps beaucoup plus court (des dizaines d'années). En général, ces méthodes de portée locale et de courte durée ont une résolution nettement plus faible que les solutions globales, mais elles donnent des résultats concordants dans les limites de précision des mesures et indiquent que les modèles de plaques peuvent généralement s'appliquer à l'intervalle de temps couvrant les quelques dernières décennies. L'une des difficultés que l'on rencontre avec les méthodes de portée locale employées sur la marge continentale canadienne et dans l'ouest des États-Unis est que même si la majeure partie du mouvement s'effectue principalement sur un seul segment de faille, le reste de ce mouvement peut se répartir sur une vaste étendue.

Les mouvements «absolus» des plaques pacifique et américaine sont définis comme des déplacements par rapport aux «points chauds», car même si ces points chauds (p. ex., Hawaii, Islande, etc.) se déplacent lentement les uns par rapport aux autres, leur vitesse est généralement nettement inférieure à celle des mouvements relatifs des plaques. Les mouvements par rapport aux points chauds se mesurent uniquement sur des intervalles de temps plus longs (> 5 Ma) et avec moins de précision que les mouvements relatifs. On a proposé plusieurs mouvements absolus de la plaque pacifique, en se basant sur les chaînes

volcaniques et les arcs insulaire de la plaque pacifique (p. ex., Minster et Jordan, 1978; McDougall et Duncan, 1980; Turner et al., 1980; Clague et Jarrard, 1973). D'après les résolutions AM-1 et AM-2 de la cinématique globale des plaques (Minster et Jordan, 1978), le mouvement absolu de la plaque pacifique, au large des îles de la Reine-Charlotte, est actuellement dirigé vers le nord-ouest (320° (± 11°)) et s'effectue à une vitesse de 51 mm/a (± 10 mm/a) (fig. 13-2B). Le mouvement absolu de la plaque américaine est connu avec beaucoup moins de certitude, car les traces des points chauds intraplaques sont peu nombreuses et mal définies (Coney, 1971, 1977; Duncan, 1982; Morgan, 1981; Suppe et al., 1975). Habituellement, pour déterminer le mouvement absolu de la plaque américaine, on considère à la fois l'expansion de l'océan Atlantique et les mouvements absolus de la plaque africaine ou d'autres plaques (p. ex., Duncan, 1982). Selon les résolutions AM-1 et AM-2 de la cinématique globale des plaques (Minster et Jordan, 1978), le sud-ouest de la Colombie-Britannique se déplacerait vers le sud-ouest (230° (± 30°)) à une vitesse de 21 mm/a (± 12 mm/a).

Mouvements du système de la plaque Juan de Fuca: dorsale et marge

Pour déterminer les mouvements relatifs du système de la plaque Juan de Fuca, on se base sur l'analyse des anomalies magnétiques de la dorsale Juan de Fuca et sur les données relatives aux failles transformantes. On décrit les mouvements en fonction des pôles de rotation par rapport à la plaque pacifique. Dans le cas de la plaque Juan de Fuca, il existe un tel pôle de rotation relatif près de Tahiti (Riddihough, 1984; Nishimura et al., 1984). Dans le cas de la dorsale Juan de Fuca, la vitesse d'expansion se situe entre 58 et 60 mm/a et la vitesse calculée de la convergence avec l'Amérique du Nord, qui est dirigée vers le nord-est, varie entre 37 mm/a selon une direction de 044° près de Cape Blanco, dans le sud de l'Oregon, et 47 mm/a selon une direction de 056°, au large de l'île de Vancouver (fig. 13-2). Les erreurs sont estimées à ± 7 mm/a et à ± 7° (Riddihough, 1984). Les déplacements absolus de la plaque Juan de Fuca ont également lieu vers le nord-est, mais à une vitesse plus lente, d'environ 25 mm/a (± 10 mm/a), selon une direction de 062° (±20°) près de l'île de Vancouver (fig. 13-2).

Riddihough (1977, 1984) a montré que la plaque Explorer (nommée par Barr, 1972) doit se déplacer indépendamment de la plaque Juan de Fuca proprement dite. Les déplacements calculés par rapport à l'Amérique du Nord sont de 21 mm/a (± 15 mm/a) selon une direction de 050° (± 12°) près de la péninsule de Brooks, dans le nord de l'île de Vancouver. Les mouvements absolus qui ont lieu au même endroit sont faibles, mais très difficiles à évaluer, car la plaque Explorer est située à proximité du champ défini par un niveau de confiance de 95 % de la position du pôle de rotation absolu de coordonnées 50°N, 127,4°W. Le mouvement senestre actuel dans la faille transformante de Nootka, qui sépare les plaques Juan de Fuca et Explorer (Hyndman et al., 1979), est estimé à approximativement 25 mm/a selon une direction de 050°.

La déformation des sédiments au pied du talus continental permet d'autres estimations moins précises de la convergence des plaques Juan de Fuca et américaine (von Heune et Kulm, 1973; Barnard, 1978). Les vitesses estimées sont moins élevées que dans les modèles de plaques. Cependant, le raccourcissement de la croûte continentale sur la marge de la partie nord de l'État de Washington semble être de l'ordre de 25 mm/a, d'après les données fournies par des levés répétés (Savage et al., 1981). Ce chiffre, combiné aux vitesses de déformation des sédiments, indique une convergence totale comparable à celle que laissent prévoir les calculs du mouvement des plaques (voir Hyndman et Weichert, 1983).

SYSTÈME DE LA DORSALE JUAN DE FUCA

Le système de la dorsale Juan de Fuca, au large de la côte Ouest du Canada, comporte une série en échelons de segments de dorsale décalés par des failles transformantes (fig. 13-1). La partie centrale de la dorsale elle-même est reliée à sa partie nord par une série de courtes zones de failles transformantes: la zone de fracture de Sovanco, la zone de fracture de Revere-Dellwood et la zone de fracture de Dellwood-Wilson. Le système devient de plus en plus complexe à mesure que l'on se rapproche de la jonction triple située au large de la côte nord de l'île de Vancouver. Cette progression se reflète dans la sismicité, faible ou inexistante dans les segments de la dorsale au sud de 48°N (la plupart des dorsales océaniques manifestent une faible sismicité), mais plus active le long des segments d'expansion et des segments transformants proches de la jonction triple (Rogers, 1983a; Riddihough et al., 1983; Chandra, 1974). L'éparpillement majeur des épicentres apparaissant dans des cartes synoptiques comme celle de la figure 13-3 vient probablement d'erreurs de positionnement faites à partir de données de stations terrestres; toutefois, les positions recalculées à l'aide de sismographes sous-marins (Hyndman et Rogers, 1981) montrent que la sismicité est étroitement associée aux frontières des plaques. Cependant, au fur et à mesure que l'on se rapproche de la jonction triple, même ces épicentres plus précis ne permettent pas d'établir une distinction entre un système de dorsales et de failles transformantes orthogonales, disposées en échelons, et une zone plus vaste de fracturation généralisée.

Dans le système de la dorsale, les vitesses d'expansion déduites de l'analyse des anomalies magnétiques (p. ex., Carlson, 1976; Riddihough, 1977, 1984) vont de 60 mm/a, près de l'intersection nord de la dorsale Juan de Fuca et de la zone de fracture de Sovanco, à environ 40 mm/a sur le segment nord de la dorsale Explorer et peut-être moins dans la région des dômes Dellwood (Riddihough et al., 1980). À l'échelle globale, ces vitesses sont intermédiaires entre celles des dorsales où s'effectue une expansion rapide et des dorsales où se produit une expansion lente; la morphologie résultante du système présente donc des caractéristiques communes aux deux catégories de dorsales. De récents levés effectués par imagerie acoustique (sonar à balayage latéral) et par sondage bathymétrique par couloirs (Malahoff et al., 1984; Davis et al., 1984) montrent en détail la diversité de la morphologie : topographie symétrique avec dorsale et fossé (segment Endeavour dans la partie nord de la dorsale Juan de Fuca; Karsten et al., 1984), vallée profonde à fond plat et limitée par des parois abrupts (failles abruptes) (vallée West dans la partie nord de la dorsale Juan de Fuca; Davis et Lister, 1977; Barr et Chase, 1974), vallée à dorsale centrale proéminente (dorsale Explorer) et zones sporadiques de magmatisme (dômes

Dellwood et monts sous-marins Tuzo Wilson; Riddihough et al., 1980; Chase et al., 1975). La figure 13-4 présente des vues tridimensionnelles, établies par ordinateur, des trois premiers exemples. La genèse de ces divers styles structuraux de dorsales d'expansion est encore mal définie, mais on admet généralement qu'ils résultent de divers rajustements à la cinématique des plaques, notamment de réorientations et de variations spatio-temporelles des apports magmatiques le long de la dorsale. Un système de rifts conjugués ou se recouvrant, qui résulte probablement de la réorientation de la dorsale, apparaît vers l'extrémité nord de la dorsale Juan de Fuca (fig. 13-4B), centré sur la région du mont sous-marin Endeavour, et pourrait exister ailleurs.

Les plus anciennes anomalies magnétiques de la plaque Juan de Fuca remontent à environ 8 ou 9 Ma (Riddihough, 1977), et il est possible de retracer de façon plus ou moins précise les étapes de l'expansion des fonds océaniques au niveau de la dorsale à partir de cette époque. Les premiers, Atwater et Menard (1970) ont constaté que pendant cette période, le système de la dorsale avait subi une rotation de 10 à 15° dans le sens des aiguilles d'une montre et que les vitesses d'expansion avaient diminué. Selon ces auteurs, la rotation, qui a orienté la dorsale presque perpendiculairement aux failles de Reine-Charlotte et de San Andreas, aurait été l'un des rajustements à la réduction de taille de la plaque Juan de Fuca et à son interaction avec la plaque américaine continentale. Carlson (1976) et Riddihough (1977) ont montré que la vitesse de convergence de la marge diminuait généralement depuis 10 Ma.

Le calcul des pôles de rotation (Riddihough, 1984; Wilson et al., 1984) suggère que les variations de la géométrie des segments de dorsale d'expansion sont peut-être l'effet des variations de la résistance à la subduction de la plaque Juan de Fuca. La partie la plus jeune, la plus chaude, donc la moins dense de la plaque, offre la plus grande résistance à la subduction (Atwater, 1970) et produit une «subduction pivotante» (Menard, 1978). Cet effet se traduit clairement par une modification de la convergence des plaques Juan de Fuca et américaine au moment de la séparation de la plaque Explorer. Avant 5 Ma, la croûte la

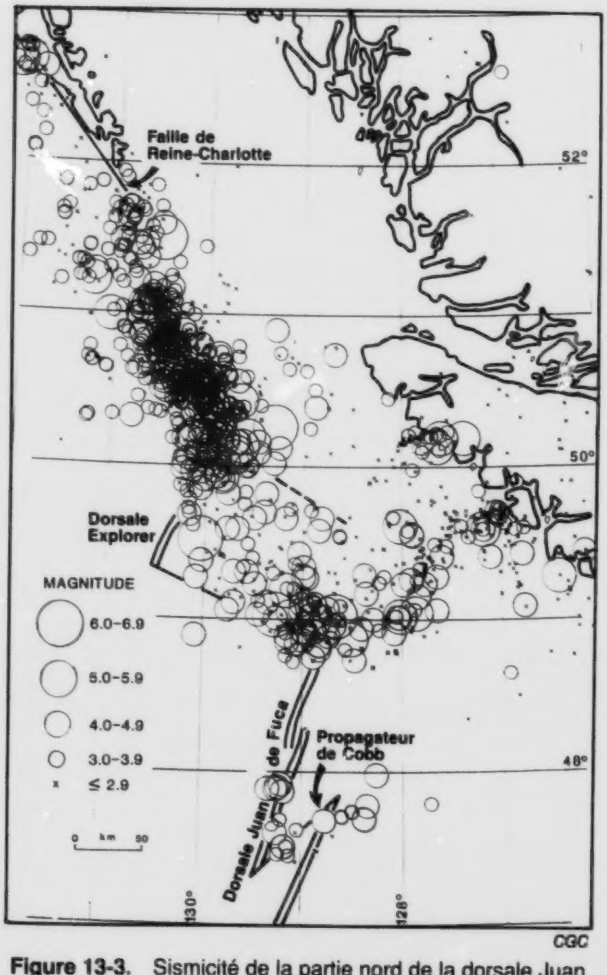


Figure 13-3. Sismicité de la partie nord de la dorsale Juan de Fuca et du secteur de la jonction triple. Les épicentres de 1972 à 1984 proviennent des fichiers de données de la Commission géologique du Canada relatifs à la sismicité au Canada.

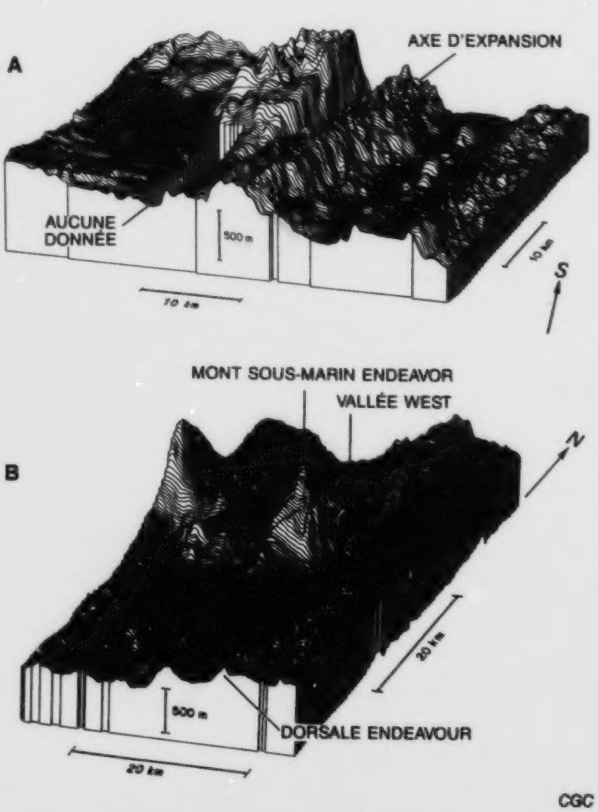


Figure 13-4. Vues tridimensionnelles en perspective des axes d'expansion sur (A) la dorsale Explorer et (B) la partie nord de la dorsale Juan de Fuca. Données tirées de Malahoff et al. (1984).

plus jeune de la plaque Juan de Fuca, qui offrait la plus grande résistance à la subduction, se situait sous l'île de Vancouver. En conséquence, le pôle de rotation des plaques Juan de Fuca et américaine se trouvait au nord, et les vitesses de convergence ont augmenté vers le sud le long de la marge. Entre 5 et 3 Ma, le segment nord, portion la plus jeune de la plaque, s'est séparé pour former une plaque indépendante, la plaque Explorer. La partie la plus jeune de la plaque se trouvait alors à l'extrémité sud de la plaque Juan de Fuca, où la dorsale Gorda était le plus rapprochée de la marge. Il y a eu ajustement des mouvements de sorte que la convergence était la plus lente à l'extrémité sud de la plaque et s'accélérait vers le nord. La plaque Explorer a alors commencé à tourner autour de son pôle local, réduisant ainsi fortement sa convergence sur la marge. Il apparaît aussi qu'un petit fragment de l'extrémité sud de la plaque Juan de Fuca s'est détaché, à savoir le bloc de Gorda (Riddihough et al., 1983), mais il a sans doute été trop petit pour modifier de façon significative la convergence de la plaque Juan de Fuca. La figure 13-5 présente un modèle de l'évolution de la plaque telle que suggérée dans le présent chapitre.

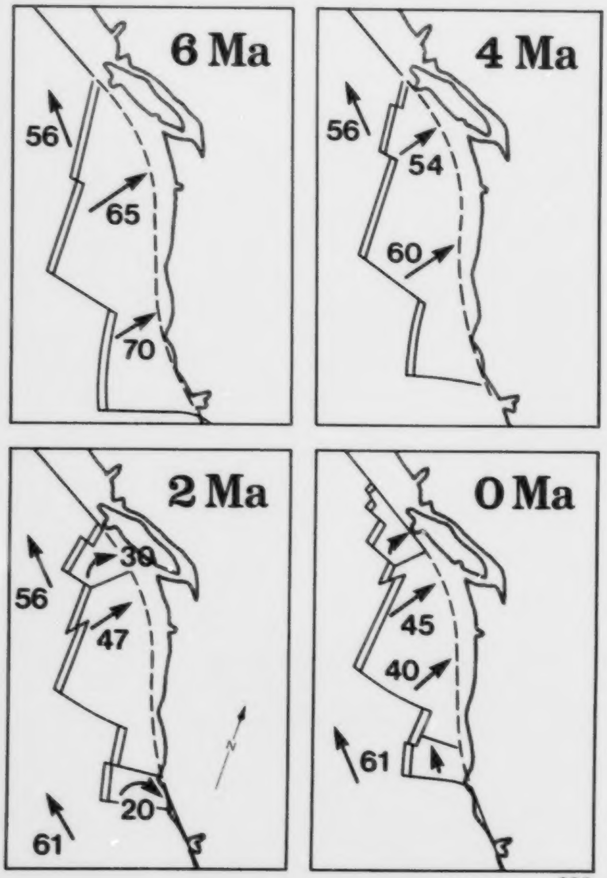


Figure 13-5. Modèle des mouvements de la plaque Juan de Fuca et de la séparation de la plaque Explorer. Les mouvements sont donnés en mm/a (ou en km/Ma) par rapport à la plaque américaine.

Tout au long du rajustement complexe résultant de la fragmentation de la plaque, de la réorientation de la dorsale et des variations de la vitesse d'expansion et des modifications des pôles de déplacement, la dorsale Juan de Fuca est demeurée à peu près à la même distance au large de la marge continentale (p. ex., Engebretson, 1982), peut-être à cause de l'accroissement de la résistance à la subduction au fur et à mesure que la dorsale s'approchait de la marge. Toutes les rotations de la plaque et de la dorsale se sont faites dans le sens des aiguilles d'une montre, en conformité avec le cisaillement dextre général qu'ont imposé les plaques pacifique et américaine beaucoup plus grandes (fig. 13-2). Un schéma d'interaction et de rajustement continus des plaques de la région devient évident et confirme l'hypothèse d'un ajustement passif de la dorsale et de la direction générale d'expansion en réponse aux mouvements des plaques.

Hey (1977) et Wilson et al. (1984) ont suggéré que l'ajustement de la dorsale en réponse à des variations de la vitesse d'expansion s'effectue par propagation de la dorsale. Hey (1977) a montré comment ce mécanisme génère au niveau de la dorsale des «pseudofailles» en V qui se manifestent par des discontinuités dans la configuration des anomalies magnétiques. Vine (1966) et Silver (1971b) ont signalé la présence de ces discontinuités dans la région de Juan de Fuca; Hey et Wilson (1982) ainsi que Wilson et al. (1984) les ont reconstituées en détail. Johnson et al. (1983) ont décrit un important «propagateur» contemporain, le propagateur de Cobb (fig. 13-3), qui s'est vraisemblablement déplacé vers le nord.

La cartographie détaillée, l'analyse et la couverture de données du système de la dorsale Juan de Fuca en font un laboratoire idéal pour l'étude des systèmes d'expansion des fonds océaniques. Les systèmes hydrothermaux des dorsales et les sulfures qu'ils génèrent ont récemment éveillé beaucoup d'intérêt. Les études détaillées du flux thermique, les travaux d'échantillonnage et les levés sismiques détaillés (p. ex., Davis et Lister, 1977; Hyndman et al., 1978; Davis et al., 1980) ont permis de comprendre le rôle que joue la circulation de l'eau de mer dans la croûte océanique fracturée près du système de la dorsale (p. ex., Lister, 1977). Grâce à la photographie et au dragage des fonds océaniques, on a découvert sur la dorsale une série d'évents hydrothermaux actifs de haute température auxquels sont associés des gîtes de sulfures et des communautés biologiques exotiques (p. ex., Karsten et al., 1984; Hammond et al., 1984; Tunnicliffe et al., 1984; Crane et al., 1985). Nous savons maintenant que les fluides hydrothermaux enrichis en métaux sont la source de nombreux gîtes de sulfures que l'on observe maintenant sur le continent et que ces fluides pourraient jouer un rôle important du point de vue de la chimie de l'eau de mer; ces découvertes stimulent grandement la recherche dans ce domaine.

MARGE PACIFIQUE-AMÉRICAINE

Système de failles de Reine-Charlotte

La marge principalement transformante des plaques pacifique et américaine se prolonge au nord à partir de la région des monts sous-marins Tuzo Wilson, au nord de l'île de Vancouver, jusqu'au système de la fosse des Aléoutiennes (fig. 13-1). Sur la côte ouest des îles de la Reine-Charlotte, elle est principalement linéaire, avec des escarpements abrupts et il n'y a aucune plate-forme continentale ni

glacis (fig. 13-6A). Le fond océanique, qui part de hautes falaises littorales, descend brusquement au large en formant une terrasse de 30 km de large à une profondeur d'environ 1 500 m (fig. 13-6B). La bordure externe de la terrasse est elle-même linéaire et descend en pente raide à des profondeurs de 2 500 ou 3 000 m (Chase et Tiffin, 1972; Srivastava et al., 1971; Srivastava, 1973; Chase et al., 1975). Les profils de sismique-réflexion et de sismique-réfraction, les mesures du flux thermique et les interprétations des données gravimétriques (Hyndman et al., 1982; Horn et al., 1984) suggèrent que la terrasse se compose de sédiments plissés et indurés, pouvant atteindre 5 km d'épaisseur et recouvrant une croûte océanique déprimée. Les anomalies magnétiques du fond du Pacifique (Currie et al., 1983) se terminent à la falaise externe de la terrasse, même si la microsismicité indique que les failles actives sont surtout présentes sur son flanc interne (Hyndman et Ellis, 1981). Les coupes composites transversales de la marge (Horn et al., 1984) semblent indiquer que des failles sont apparues assez récemment de part et d'autre de la terrasse.

La marge des îles de la Reine-Charlotte présente un grand nombre des caractéristiques des marges transformantes et des marges de subduction. Les hypocentres de microséismes (Hyndman et Ellis, 1981; G.C. Rogers, communication personnelle, 1985) et la plupart des mécanismes au foyer des séismes (Wickens et Hodgson, 1967; Rogers, 1983a; Bostwick, 1984) indiquent un décrochement selon une faille verticale. Divers détails suggèrent collectivement des processus de convergence et de subduction oblique: la divergence de 20° entre l'orientation de la ligne de faille et la direction générale du déplacement des plaques pacifique et américaine tel que déterminé à partir de la cinématique globale des plaques (p. ex., Minster et Jordan, 1978); la terrasse de Reine-Charlotte, qui semble être un prisme d'accrétion formé de sédiments montrant des structures de type compressif; une dépression et un fossé océanique peu profonds situés près de la marge et une hauteur bathymétrique associée, située à environ 100 km au large de la côte, qui semblent indiquer une flexure de la croûte océanique; le couple caractéristique d'anomalies gravimétriques parallèles, positive et négative (Riddihough, 1979); la configuration du flux thermique (Hyndman et al., 1982); et le soulèvement actuel et récent de la marge des îles de la Reine-Charlotte (Sutherland Brown, 1968; Riddihough, 1982a). À l'extrémité sud des îles de la Reine-Charlotte, les mécanismes au foyer d'un séisme confirme l'hypothèse d'un chevauchement oblique selon un plan fortement incliné (Rogers, 1982). Le modèle établi en fonction des données sur les tremblements de terre montre que la faille de Reine-Charlotte est une faille verticale, parallèle à la marge, présentant un mouvement dextre. Cependant, le segment plus profond de la faille, limité de part et d'autre par la lithosphère océanique, s'enfonce actuellement sous la marge (Hyndman et Ellis, 1981). Quand il se sera suffisamment déplacé au-dessous de la marge, vers l'intérieur du continent, il apparaîtra sans doute une nouvelle faille en bordure du continent. Dans ce modèle, le segment de lithosphère océanique qui se trouve sous les îles de la Reine-Charlotte avance vers le continent, perpendiculairement à la côte. Ce segment pourrait aussi être rattaché au bloc de Winona, au sud (Yorath et Hyndman, 1983). En revanche, on peut résoudre le problème d'espace que pose la convergence en supposant

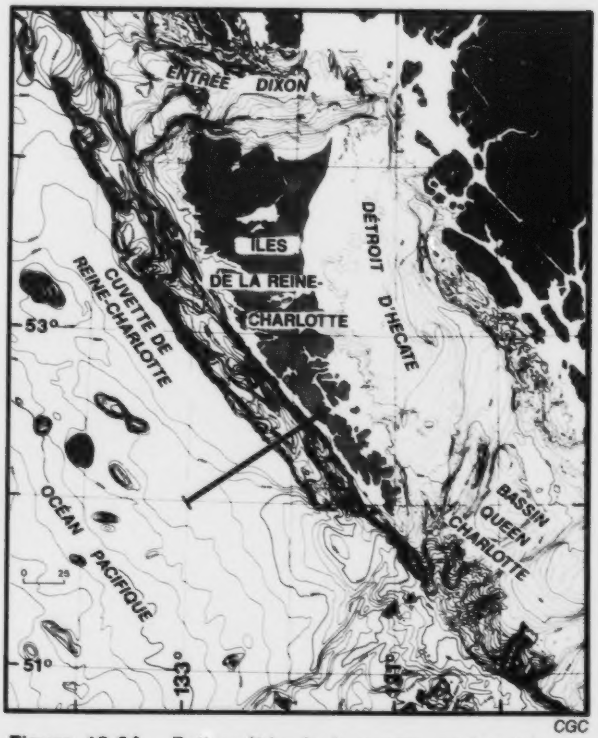
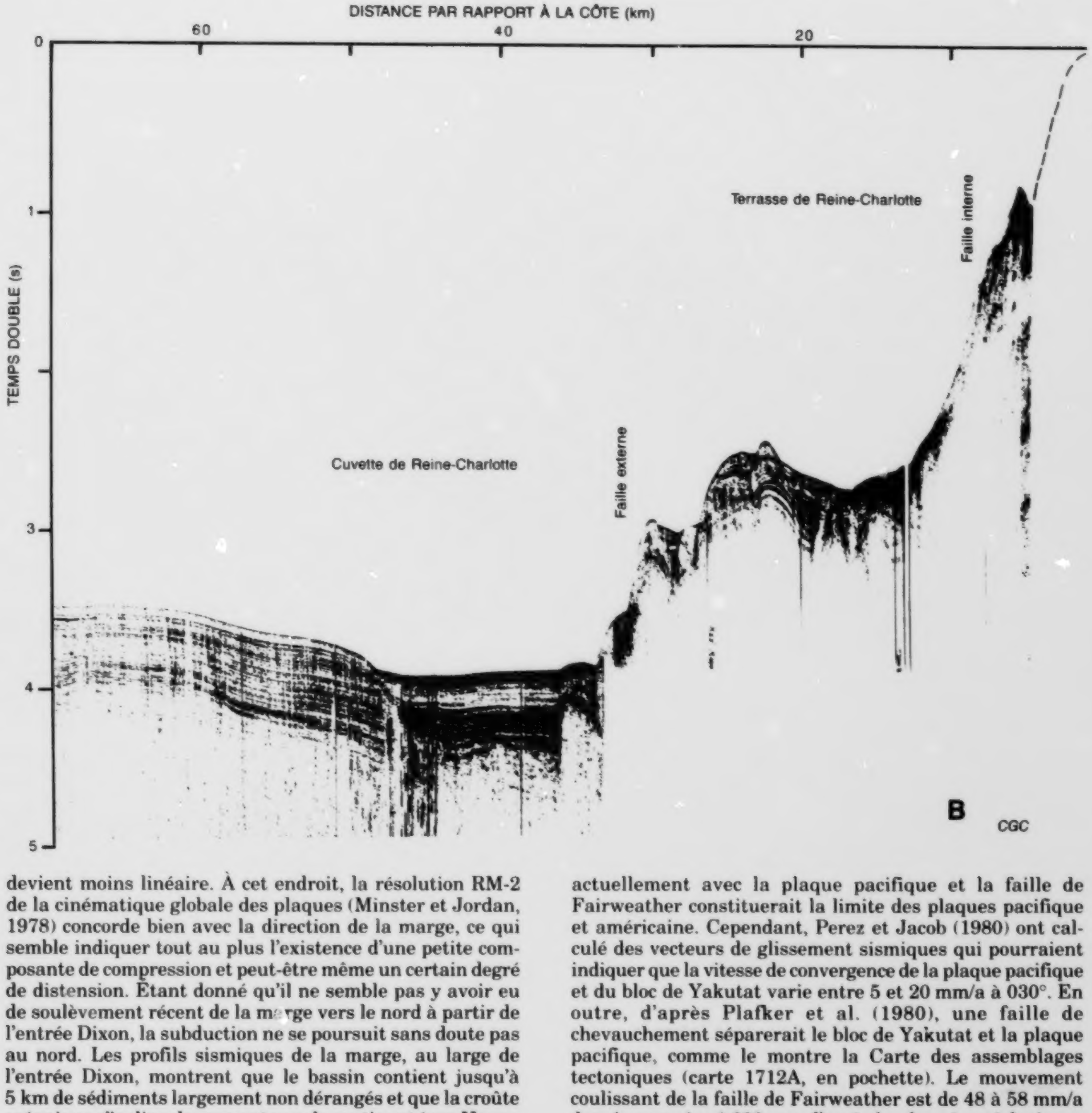


Figure 13-6A. Bathymétrie de la marge continentale au large des îles de la Reine-Charlotte, tirée de Currie et al. (1983). L'équidistance des isobathes est de 20 m dans l'entrée Dixon, le détroit d'Hecate et le bassin Queen Charlotte et de 100 m dans la cuvette de Reine-Charlotte. **B.** Profil de sismique-réflexion représentatif à travers la cuvette et la terrasse de Reine-Charlotte (Davis et Seemann, 1981). La position du profil est indiquée à la figure 13-6A.

que des morceaux du continent ou du fond océanique subissent une translation périodique vers le nord-ouest. La terrasse de Reine-Charlotte pourrait être l'un de ces morceaux, actuellement en déplacement vers le nord.

Yorath et Hyndman (1983) ont modélisé la flexure de la lithosphère continentale générée par la subduction; dans ce modèle, la marge se soulève d'au moins 5 km et le détroit d'Hecate s'affaisse d'une valeur plus faible (fig. 13-7). L'évolution de la subsidence dans le détroit d'Hecate, estimée d'après les données provenant de puits d'exploration, indique que la flexure et la subduction supposée ont commencé il y a 5 à 6 Ma, de sorte qu'avec une composante perpendiculaire du mouvement égale à 10 mm/a, la croûte océanique du Pacifique ne s'étendrait qu'à environ 60 km à l'intérieur du continent, au-dessous de la marge. Cette courte distance pourrait expliquer l'absence constatée de grands chevauchements, de séismes de type Benioff-Wadati et, à l'est, de volcanisme d'arc. Les modèles des plaques suggèrent que le mouvement des plaques pacifique et américaine a commencé à s'orienter davantage vers le nord il y a 5 à 6 Ma (Cox et Engebretson, 1985).

Au nord des îles de la Reine-Charlotte, en face de l'entrée Dixon, la terrasse de Reine-Charlotte s'élargit et



devient moins linéaire. À cet endroit, la résolution RM-2 de la cinématique globale des plaques (Minster et Jordan, 1978) concorde bien avec la direction de la marge, ce qui semble indiquer tout au plus l'existence d'une petite composante de compression et peut-être même un certain degré de distension. Étant donné qu'il ne semble pas y avoir eu de soulèvement récent de la marge vers le nord à partir de l'entrée Dixon, la subduction ne se poursuit sans doute pas au nord. Les profils sismiques de la marge, au large de l'entrée Dixon, montrent que le bassin contient jusqu'à 5 km de sédiments largement non dérangés et que la croûte océanique s'incline doucement vers le continent (von Heune et al., 1978).

Au nord de l'entrée Dixon, l'activité sismique actuelle (fig. 13-8; Horner, 1983) et les profils de sismique-réflexion indiquent que le système de failles de Reine-Charlotte est un prolongement de la faille de Chatham Strait (p. ex., von Heune et al., 1978) et du système de failles de Fairweather. À partir de l'entrée Dixon, le système de failles longe la marge continentale jusqu'au détroit de Cross (fig. 13-1). À partir du détroit de Cross, la limite se subdivise en une sorte de jonction triple entre la plaque pacifique, la plaque américaine et le bloc de Yakutat (Perez et Jacob, 1980; Bruns, 1983). D'après Bruns (1983), ce bloc se déplacerait actuellement avec la plaque pacifique et la faille de Fairweather constituerait la limite des plaques pacifique et américaine. Cependant, Perez et Jacob (1980) ont calculé des vecteurs de glissement sismiques qui pourraient indiquer que la vitesse de convergence de la plaque pacifique et du bloc de Yakutat varie entre 5 et 20 mm/a à 030°. En outre, d'après Plafker et al. (1980), une faille de chevauchement séparerait le bloc de Yakutat et la plaque pacifique, comme le montre la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712A, en pochette). Le mouvement coulissant de la faille de Fairweather est de 48 à 58 mm/a depuis au moins 1 000 ans, d'après les données géologiques (Plafker et al., 1978), et à peu près du même ordre, d'après les données sur la sismicité (R.G. Horner, communication personnelle, 1984); les deux estimations sont proches des vitesses prévues par les études de la cinématique globale des plaques.

Le système de failles de Chugach-St. Elias représente sans doute la zone principale de collision et de chevauchement au-dessous de laquelle le bloc de Yakutat est actuellement charrié sous la plaque américaine, à une profondeur atteignant 200 km sous les volcans de Wrangell (Perez et Jacob, 1980). Les mouvements verticaux associés à ce processus sont très importants. Des mouvements ver-

ticaux rapides ont aussi été mesurés à la baie Glacier (Hicks et Shofnos, 1965) et, bien qu'ils soient au moins en partie attribuables à la décharge glaciaire (Clark, 1977; Hudson et al., 1982), certains pourraient avoir une origine tectonique (Horner, 1983; Riddihough, 1982a). Vers le continent par rapport aux limites des grandes plaques, le système de failles de Denali au Yukon manifeste une sismicité plus faible mais quand même significative (fig. 13-8; Rogers, 1976; Horner, 1983). Les données sur la sismicité suggèrent que les vitesses de glissement peuvent atteindre 1mm/a, bien qu'aucun indice géologique ne laisse supposer de mouvement coulissant récent (Richter et Matson, 1971; Clague, 1979). Le lien entre ce mouvement coulissant et la limite des plaques pacifique et américaine demeure incertain, car la faille de Chatham Strait est actuellement asismique. Il suit peut-être une zone jusqu'ici inconnue, proche de la baie Glacier (Horner, 1983).

JONCTION TRIPLE DES PLAQUES PACIFIQUE, AMÉRICAINE ET JUAN DE FUCA

La jonction triple des plaques pacifique, américaine et Juan de Fuca est mal définie et, comme l'indiquent Chase et al. (1975), se compose d'une région complexe de petites plaques, de courts segments de dorsales et de failles (fig. 13-9). Avant 1 Ma, la jonction avec la partie nord de la dorsale Juan de Fuca, simple et presque linéaire, semble avoir été moins complexe et être demeurée stable pendant au moins 5 Ma près de la péninsule Brooks (Riddihough, 1977; Davis et Riddihough, 1982). Tiffin et al. (1972) ont été les premiers à constater un changement dans le style tectonique de la plate-forme et du talus continentaux au nord et au sud. La plate-forme continentale nord-ouest se caractérise par des failles verticales orientées parallèlement au talus, la plate-forme sud-est par des plis et par des failles de chevauchement (régime compressif) (Clowes et al., 1987). La présence d'une jonction triple stable à cet endroit implique que la bordure nord-ouest de la croûte océanique en subduction passe sous l'île de Vancouver dans une direction approximative nord-est (Riddihough, 1977). Une série de cônes extrusifs très jeunes, la ceinture

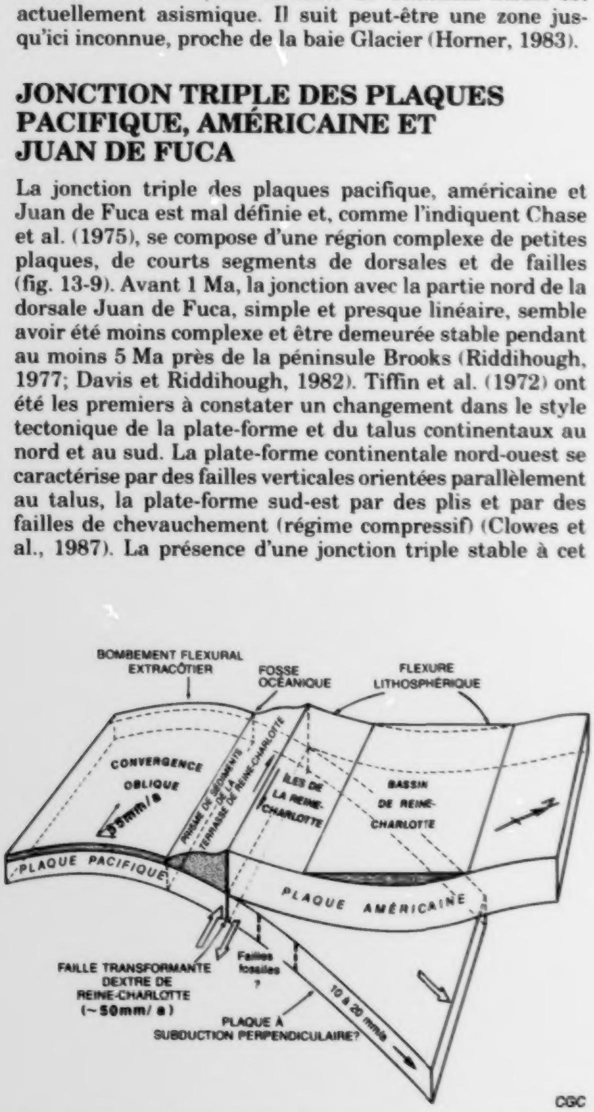


Figure 13-7. Modèle tectonique de la subduction oblique sous les îles de la Reine-Charlotte (modifié de Yorath et Hyndman, 1983).

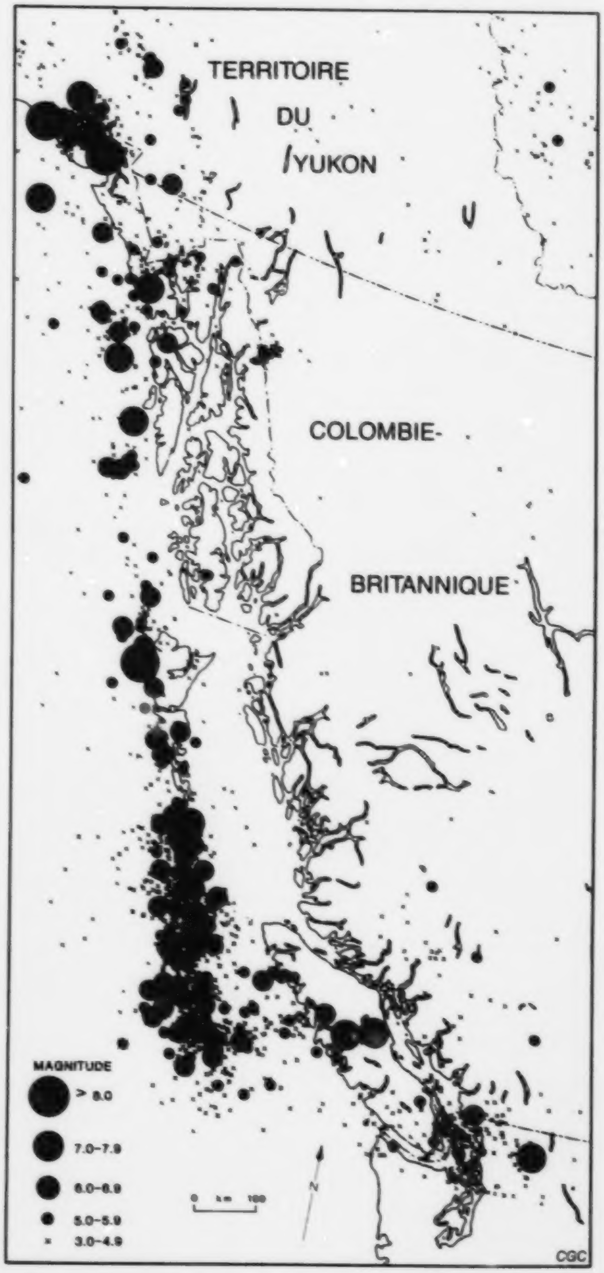


Figure 13-8. Sismicité des systèmes de failles de Reine-Charlotte-Fairweather et de Denali. La magnitude relative des séismes (échelle de Richter) est figurée par le diamètre des cercles.

volcanique d'Alert Bay (de 2,4 à 7,9 Ma), suit cette direction et pourrait représenter la bordure de la plaque (Bevier et al., 1979). D'autres régions de volcanisme actif se rencontrent ailleurs sur des marges continentales près de jonctions triples (p. ex., Marshak et Karig, 1977).

La jonction triple proche de la péninsule Brooks a commencé à se déplacer vers le nord il y a environ 1 Ma et a généré les nouveaux centres d'expansion à l'emplacement des dômes Dellwood et des monts sous-marins Tuzo Wilson (Riddihough et al., 1980; Chase, 1977; Davis et Riddihough, 1982). Ce déplacement a probablement entraîné la séparation, la subsidence et le basculement du bloc de Winona, partie la plus jeune de la plaque pacifique. La bordure soulevée de ce bloc forme la dorsale Paul Revere. Au nord-est, le bloc de Winona affaissé est devenu le bassin de Winona, qui contient actuellement plus de 5km de sédiments pléistocènes (Davis et Clowes, 1986). On a suggéré plusieurs raisons de ces changements récents de la géométrie des plaques; il y a peut-être eu le processus régional de fragmentation de la plaque, tel que décrit plus haut, ou encore une réaction à l'influence d'un «point chaud» près des monts sous-marins Tuzo Wilson (Chase, 1977). Davis et Riddihough (1982) ont suggéré que la migration des centres d'expansion et la séparation du bloc de Winona sont une réponse à la résistance associée à la subduction oblique. Dans un modèle apparenté, Yorath et Hyndman (1983) ont proposé l'hypothèse selon laquelle aurait débuté, il y a environ 6Ma, une subduction fortement oblique sous les îles de la Reine-Charlotte. La résistance croissante à ce mouvement a produit la faille transformante de Reine-Charlotte il y a environ 1Ma. Le bloc de Winona fait peut-être partie du segment de lithosphère océanique, alors séparé de la plaque pacifique, qui se prolonge sous la marge des îles de la Reine-Charlotte. Le mouvement de convergence actuel de ce bloc est lent et approximativement perpendiculaire à la marge de l'Amérique du Nord.

La cartographie bathymétrique par couloirs avec la sonde Seabeam (Malahoff et al., 1984) indique que les récentes variations du système de la dorsale Explorer, immédiatement au sud-ouest de la dorsale Paul Revere, sont presque contemporaines de la séparation du bloc de Winona, comme le suggèrent Srivastava et al. (1971). La mosaïque qu'ont donnée les levés d'imagerie acoustique par le SeaMarc II révèlent une autre complication (Davis et al., 1984); elle montre une ligne de faille traversant les sédiments les plus récents et reliant la zone de fracture de Paul Revere à l'extrémité sud-ouest des monts sous-marins Tuzo Wilson (qui s'alignent approximativement avec la bordure externe de la terrasse de Reine-Charlotte), mais contournant les dômes Dellwood. Cependant, des failles de distension bien visibles recoupant des sédiments récents à l'extrémité est des dômes Dellwood indiquent que ces dômes sont un site d'expansion.

La complexité de la jonction triple actuelle et l'interaction avec la marge adjacente sont des éléments à considérer quant à l'interprétation de l'histoire géologique de l'ancienne marge. Sur la marge de l'ouest de l'Amérique du Nord ont existé plusieurs jonctions triples chronologiquement et spatialement distinctes qui ont séparé les marges transformantes dextres des marges de convergence (p. ex., Engebretson, 1982; Riddihough, 1982b); les variations du régime de la cinématique des plaques ont sans doute eu des effets manifestes sur la géologie de la région.

Zone de failles de Nootka

La zone de failles de Nootka (fig. 13-9), qui sépare la plaque Explorer de la plaque Juan de Fuca principale, s'étend de l'extrémité nord de la dorsale Juan de Fuca à la marge du centre nord de l'île de Vancouver. Barr et Chase (1974) ont été les premiers à suggérer son existence, sur la base de données sur les tremblements de terre. Conformément aux données des levés magnétiques marins effectués au large de la côte Ouest du Canada, la plaque Explorer serait une plaque indépendante, et il se produirait un mouvement senestre relatif de celle-ci par rapport à la plaque Juan de Fuca depuis au moins 4 Ma (Riddihough, 1977, 1984). L'histoire et la structure de la faille sont complexes (Hyndman et al., 1979). Le point d'intersection de la faille et de la marge se déplace vraisemblablement vers le nord-ouest le long de la côte depuis 5 Ma, en réponse au déplacement, généralement vers le nord, du système de la plaque Juan de Fuca (fig. 13-5). Le jeu actuel de la faille est sans doute de l'ordre de 25 mm/a, donc la vitesse de convergence est d'environ 20 mm/a, au nord de la zone de failles, et de 45 mm/a, au sud.

La jonction triple des failles de Sovanco et de Nootka et de la dorsale Juan de Fuca (fig. 13-9) est peut-être instable. L'extrémité ouest de la faille de Nootka se déplace peut-être vers le sud en suivant la dorsale sur une certaine distance avant de disparaître, et une nouvelle faille pourrait naître à l'extrémité nord de la dorsale. Ce processus, ainsi que la rotation de la plaque Explorer autour d'un pôle local, expliqueraient la présence d'une vaste zone complexe de failles et d'anomalies magnétiques irrégulières. La jonction triple présente sur la marge est de type fosse océanique-faille-fosse océanique, avec des zones de convergence approximativement colinéaires, au nord et au sud. Sa configuration pourrait ainsi demeurer stable, bien qu'elle ait pu se déplacer vers le nord-ouest le long de la côte.

FRONTIÈRE DES PLAQUES JUAN DE FUCA ET AMÉRICAINE: ZONE DE SUBDUCTION

Fosse océanique comblée

Une vaste gamme de données géologiques et géophysiques témoignent de la convergence actuelle à travers la marge continentale de la Colombie-Britannique (p. ex., Riddihough et Hyndman, 1977). Néanmoins, l'absence d'une fosse bathymétrique au pied du talus continental sous lequel converge la plaque Juan de Fuca constitue une différence majeure entre cette zone de subduction et la plupart des autres zones de subduction. Toutefois, les profils de sismique-réflexion multicanal, les études de sismique-réfraction et l'interprétation des données gravimétriques (p. ex., Barr, 1974; Chase et al., 1975; Davis et Seemann, 1981; Ellis et al., 1983; Srivastava, 1973; Davis et Clowes, 1985; Clowes et al., 1987) montrent que la croûte océanique s'incline en direction et au-dessous de la marge à un angle d'au moins 5°, créant ainsi une fosse profonde dans le socle. La sédimentation rapide survenue au Pléistocène a comblé les dépressions topographiques pré-existantes (p. ex., von Heune et Kulm, 1973; Kulm et Fowler, 1974). Localement dans le bassin de Winona, l'accumulation des sédiments a dépassé 6km en 1Ma (Davis et Riddihough, 1982; Davis et Clowes, 1986).

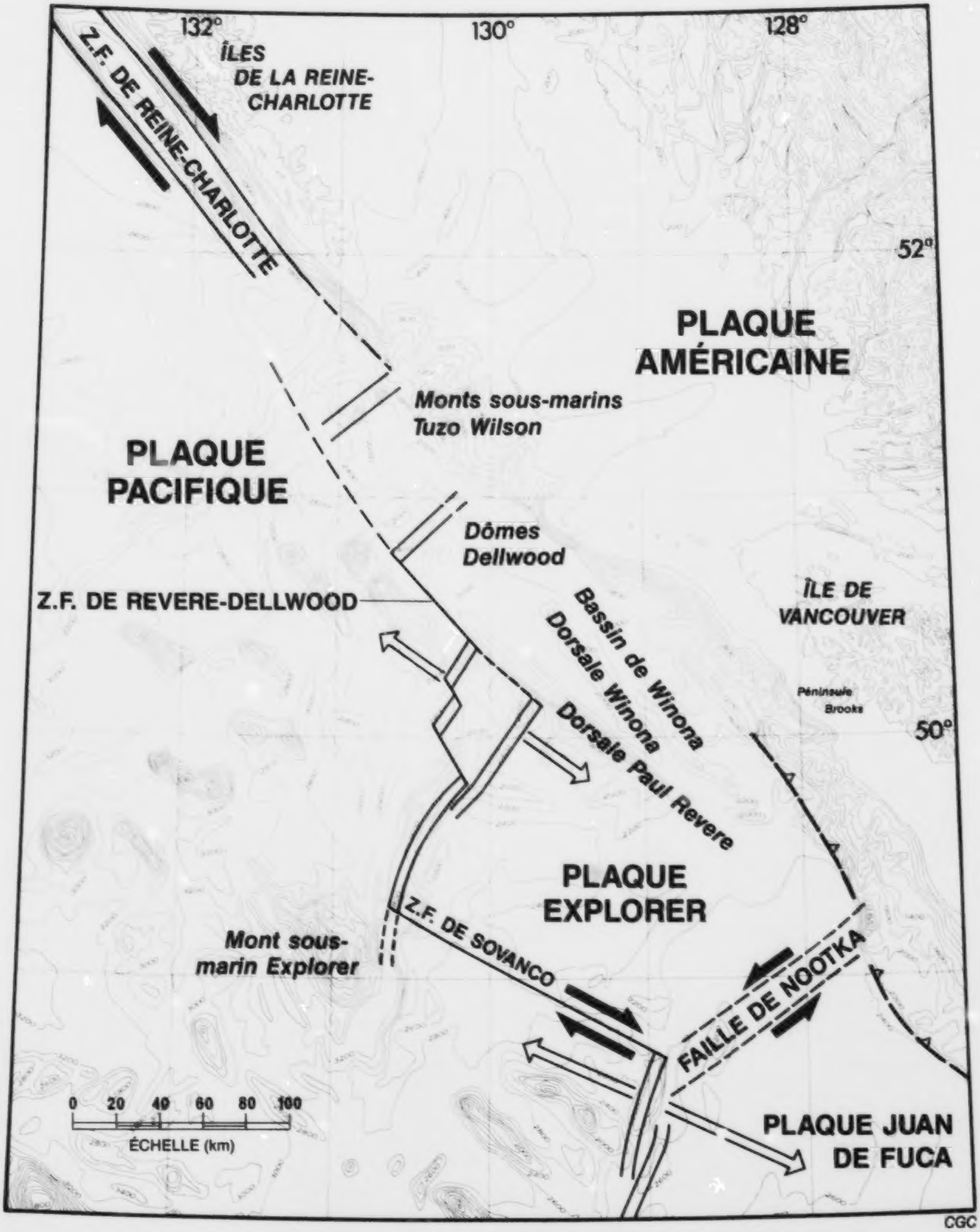


Figure 13-9. Bathymétrie détaillée de la partie nord du système des dorsales Juan de Fuca et Explorer ainsi que du secteur de la jonction triple.

Une nappe de sédiments terrigènes du Pléistocène s'étend du pied du talus continental à la dorsale Juan de Fuca en formant le bassin de Cascadia et les cônes de Nitinat et d'Astoria (Kulm et Fowler, 1974). La dorsale a opposé une barrière à la sédimentation, uniquement interrompue par des chenaux dans les zones de fracture de Sovanco et de Blanco (fig. 13-1). Les apports sédimentaires ont apparemment été suffisants pour que le bassin de Cascadia soit rempli jusqu'à ces niveaux de débordement pendant une grande partie de sa récente évolution.

Plusieurs études détaillées de la marge continentale au large de l'île de Vancouver (Tiffin et al., 1972; Yorath, 1980; Yorath et al., 1988; Clowes et al., 1987) et au large de l'État de Washington (Silver, 1972; Barnard, 1978; Carson et al., 1974) indiquent clairement qu'il s'est produit une déformation et une accrétion au pied du talus continental, qui se manifestent notamment dans les sédiments du Tertiaire supérieur et plus récents par une compression, des chevauchements imbriqués et un soulèvement (fig. 13-10 et 2-33). En se basant sur la géométrie d'une crête anticlinale au pied du talus continental (front de déformation), Carson et al. (1974), von Heune et Kulm (1973) et Barnard (1978) ont estimé des vitesses de convergence environ deux fois inférieures à celles déduites de l'étude des anomalies magnétiques.

Sismicité de la marge

Au-dessous de la plate-forme et du talus continentaux, l'activité sismique enregistrée est faible, mais la région continentale entre la côte et la ceinture volcanique des Cascades manifeste une sismicité générale caractérisée par des événements de magnitude pouvant atteindre 7,3 (fig. 13-11; Milne et al., 1978; Crosson, 1972, 1983; Chandra, 1974; Rogers, 1983a). Les événements se groupent en deux catégories, ceux associés à la plaque plongeante Juan de Fuca, à des profondeurs pouvant atteindre 90 km (zone de Benioff), et ceux qui se produisent dans la croûte sus-jacente.

L'absence d'une zone sismique de Benioff clairement identifiable sur des centaines de kilomètres au-dessous de la marge continentale nord-ouest de la région pacifique a jadis été un argument de poids contre l'existence de la subduction. Cependant, comme le suggèrent Atwater (1970), Riddihough et Hyndman (1977) et Keen et Hyndman (1979), la profondeur maximale des séismes est limitée par le réchauffement rapide de la jeune plaque Juan de Fuca au fur et à mesure que celle-ci s'enfonce, plutôt lentement, dans le manteau. La plaque entière dépasse la température maximale de rupture sismique (c.-à-d., fracture de type fragile) à faible profondeur. La profondeur de certains hypocentres récents peut atteindre 90 km (Taber et Smith, 1985), ce qui concorde généralement avec la profondeur maximale de 70 km prédite par les études de la sismicité globale (Deffeyes, 1972).

En général, la sismicité au sein de la plaque plongeante Juan de Fuca est une sismicité en tension, certains événements indiquant un jeu des failles normales de pendage est (McKenzie et Julian, 1971; Chandra, 1974; Rogers, 1983a). Rogers (1983a) a constaté que la sismicité de la plaque se concentrait près de l'inflexion entre la plaque supérieure et les segments inférieurs et plus fortement inclinés de la plaque, et qu'elle pourrait être associée à un changement de phase survenant dans la croûte océanique plongeante et dans le manteau. Le moment sismique observé concorde avec l'ampleur d'un tel changement de phase, avec l'épaisseur de la plaque Juan de Fuca et avec sa vitesse de subduction dans le manteau.

L'activité sismique de la croûte sus-jacente dans la région comprise entre l'arc volcanique et la fosse océanique se manifeste principalement dans la région du Puget Sound (Milne et al., 1978; Rogers, 1983a), avec sa limite nord près de l'île Texada, dans le détroit de Georgia en Colombie-Britannique, et sa limite sud près du fleuve Columbia en Oregon (fig. 13-11). Les mécanismes au foyer sismique (Chandra, 1974; Crosson, 1972; Milne et al., 1978; Rogers, 1979a, b) suggèrent que le mouvement prédominant est un décrochement dextre d'orientation nord-ouest. Les séismes résultent vraisemblablement d'une compression nord-sud. Des épicentres récents, localisés avec précision, permettent de reconnaître au moins une zone active d'orientation nord-nord-ouest, dans la région du Puget Sound (Weaver et Smith, 1983), peut-être générée par une association cinématique des failles continentales subparallèles à la marge et par la convergence oblique vers le nord-est de la plaque Juan de Fuca, sous la marge de l'État de Washington (Rogers, 1983a; Weaver et Smith, 1983).

Plaque subduite

La géométrie de la plaque océanique plongeante (subduite) sous l'Oregon et l'État de Washington a été déduite de la position des hypocentres (Taber et Smith, 1985; Crosson, 1983; Michaelson, 1983; Smith et Knapp, 1980) et d'observations du retard dans le temps de propagation des ondes sismiques produites par des séismes à distance (Michaelson et Weaver, 1985; Langston, 1981). La plaque semble comporter une partie supérieure faiblement inclinée, qui se prolonge jusqu'à une profondeur d'environ 40 à 60 km, et une partie inférieure plus fortement inclinée qui atteint une profondeur de 100 à 200 km sous l'arc volcanique. Les pendages semblent diminuer du sud au nord sur toute la longueur de la zone de subduction de la plaque Juan de Fuca (Riddihough, 1979). En outre, il peut y avoir segmentation et plissement de la plaque plongeante (Michaelson, 1983; Weaver et Michaelson, 1985; Hughes et al., 1980; Keen et Hyndman, 1979; Rogers, 1983a, b). L'une des plus importantes segmentations de ce type, survenue au large de la côte sud de la Colombie-Britannique, s'est traduite par la convergence indépendante de la plaque Explorer à cause de la formation de la faille de Nootka (Hyndman et al., 1979; Riddihough, 1977, 1984). Par suite des mouvements complexes de la plaque Explorer, la compression, le soulèvement et la sismicité qui se manifestent actuellement pourraient nettement différer sur la marge sud de l'île de Vancouver et dans le nord de l'île au nord-ouest de la faille de Nootka (fig. 13-1, 13-9). Les nombreux séismes qui ont secoué le centre sud de l'île de Vancouver témoignent peut-être de la présence de cette faille dans la croûte océanique au-dessous de l'île (p. ex., Rogers, 1983a, b). Plus au nord, le bloc de Winona est peut-être un autre fragment crustal incliné et indépendant, entraîné sous la marge (Davis et Riddihough, 1982; Yorath et Hyndman, 1983). Outre les cassures dans la plaque plongeante, il pourrait exister des flexures ou des plis résultant du raccourcissement transversal imposé par la subduction, dans un coin de la marge proche du détroit de Juan de Fuca (Rogers, 1983b).

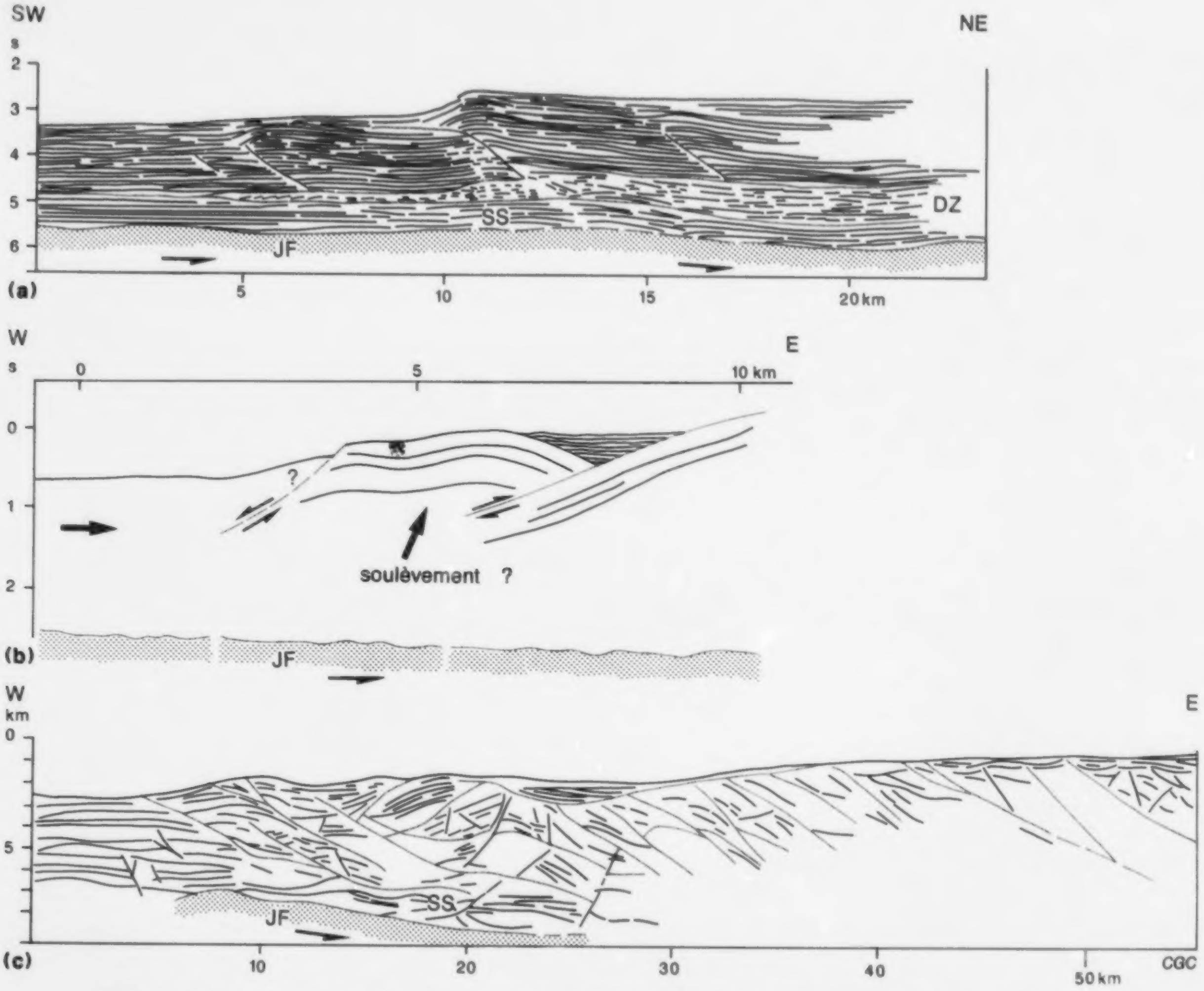
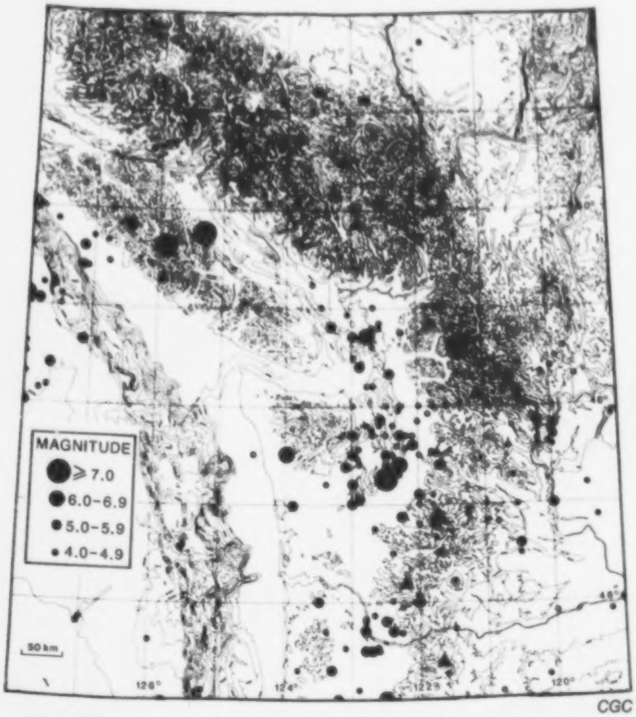


Figure 13-10. Dessins au trait de la structure sédimentaire au pied du talus continental, dans la zone de convergence de la plaque Juan de Fuca. (a) Partie sud-ouest de l'île de Vancouver: JF - plaque Juan de Fuca, SS - sédiments subduits, DZ - sédiments dérangés dans une zone de décollement proposée. (b) Partie nord de l'État de Washington (Lewis, 1984), montrant une faille de chevauchement et une faille de distension (?) inclinées vers le large. (c) Partie centrale de la marge de l'Oregon (Snavely et al., sous presse).

La géométrie de la plaque subduite sous l'île de Vancouver a été définie pour la première fois à l'aide de modèles de sismique-réfraction (fig. 13-12b) et de modèles gravimétriques (fig. 13-12a) (voir la synthèse de Riddihough, 1979), puis confirmée par des travaux ultérieurs de sismique-réfraction et de sismique-réflexion menés dans l'île de Vancouver et au large (Ellis et al., 1983). Plus récemment, des données de sismique-réflexion multicanal, ainsi que des études sismiques et magnétotelluriques entreprises dans le cadre du programme détaillé LITHOPROBE (Clowes, 1984), ont permis de délimiter avec une clarté remarquable la plaque subduite sous l'île de Vancouver (fig. 13-12d) (Yorath et al., 1985a, b). L'horizon réflecteur qui se trouve probablement près du toit de la croûte océanique a un pendage de 10 à 12° et se situe à une profondeur allant d'environ 25 km, près de la côte, à environ 30 km, sous le centre de l'île de Vancouver (fig. 2-33). La sismicité de type Benioff-Wadati, et également une zone électriquement conductrice, signalent une inclinaison du même ordre à une profondeur un peu plus grande. Un deuxième horizon existe au-dessus de la lithosphère océanique plongeante actuelle et pourrait représenter le toit d'une croûte océanique subduite, plus ancienne.

Mouvements verticaux et horizontaux de la marge

Les données sur les mouvements verticaux récents et actuels témoignent de la subduction du système de la plaque



CGC

Figure 13-11. Sismicité, dans la région comprise entre l'arc volcanique et la fosse océanique, de la limite des plaques Juan de Fuca-américaine (tiré de Rogers, 1979b). Les triangles pleins figurent les centres volcaniques de l'arc Cascades-Garibaldi.

Juan de Fuca. Les fluctuations du niveau marin à long terme suggèrent que la côte externe de l'île de Vancouver se soulève au rythme de 1 ou 2 mm/a et que la côte interne s'affaisse au même rythme (Riddihough, 1982b). Les levés de nivellement répétés effectués perpendiculairement au littoral de l'Oregon et de l'État de Washington confirment l'existence de ces mouvements. Cependant, à travers le centre de l'île de Vancouver, les résultats des nivellements répétés effectués depuis une décennie suggèrent un mouvement en sens inverse et de même vitesse approximativement que le premier (Adams et Reilinger, 1980; Adams, 1984; Ando et Balazs, 1979; Dragert, 1986, 1987a, b). Le vecteur moyen à long terme est caractéristique de la déformation cosismique survenant dans d'autres zones de subduction. Cependant, aucun fort séisme compressif n'ayant été enregistré, il se produit sans doute une déformation asismique pendant la subduction (Ando et Balazs, 1979). Par ailleurs, ceci pourrait indiquer une réponse élastique au cours d'un cycle sismique très long (H. Dragert, communication personnelle, 1987; Heaton et Kanamori, 1984).

Les mesures des déformations horizontales dans la partie de Puget Sound comprise entre l'arc et la fosse (Savage et al., 1981) indiquent des vitesses de raccourcissement significatives, généralement concordantes avec la vitesse de convergence nord-est calculée des plaques Juan de Fuca et américaine. Cependant, le mouvement dont témoigne la sismicité est faible (Hyndman et Weichert, 1983). Ces données indiquent sans doute que des déformations pourraient s'accumuler jusqu'à causer un fort séisme (Savage, 1983). D'après Savage, la direction des déformations concorde assez nettement avec la direction que laisse prévoir la convergence des plaques; en outre, la période de récurrence des grands séismes compressifs est vraisemblablement de l'ordre de 250 ans. Un petit cisaillement dextre pourrait se produire parallèlement à la marge à travers le détroit de Johnstone, entre le nord de l'île de Vancouver et le continent (Slawson et Savage, 1979; H. Dragert, communication personnelle, 1985).

Il existe une dépression d'avant-arc entre le Coast Range de l'Oregon et de l'État de Washington et l'arc volcanique des Cascades (fig. 13-1). Elle s'étend de la vallée Willamette au nord en Oregon, en traversant le Puget Sound, jusqu'au détroit de Georgia dans le sud de la Colombie-Britannique. D'après Rogers (1983a), elle serait associée aux changements de phases et au rétrécissement de la plaque océanique plongeante. Par ailleurs, elle pourrait indiquer la présence d'une flexure liée à la subsidence de la lithosphère, au moment où la marge était soulevée par la plaque subduite. Quelle que soit son origine, elle semble caractériser de nombreuses zones de subduction active et les régions d'arc volcanique et de fosse océanique semblables.

Modèles thermiques et structuraux

La région d'arc volcanique et de fosse océanique présente un flux thermique très faible à travers la marge continentale et un flux thermique nettement plus élevé près de l'arc volcanique (Hyndman, 1976; Jessop et al., 1984; Davis et Lewis, 1984; Blackwell et al., 1982; Hyndman, 1984; fig. 13-13). Cette configuration caractérise de nombreuses zones de subduction; en effet, le flux thermique est faible, sans doute parce que la plaque plongeante, relativement froide, constitue une dépression thermique et parce que des changements de phases endothermiques ont lieu dans la lithosphère océanique plongeante. Les valeurs du flux thermique augmentent vers l'intérieur du continent, sans doute parce qu'il y a remontée de chaleur par convection à proximité de l'arc volcanique.

La structure crustale de la région d'avant-arc, déduite des levés de sismique-réfraction, indique que l'épaisseur de la croûte se situe entre 30 et 40 km au-dessous de l'île de Vancouver (White et al., 1961; Ellis et al., 1983; Spence, 1984). Ces résultats contredisent les interprétations basées sur la gravimétrie (Stacey, 1974; Dehlinger et al., 1971; Riddihough, 1979), qui indiquent l'existence de produits de même densité que le manteau à des profondeurs aussi faibles que 25 km. Riddihough (1979) a suggéré l'existence de matériaux de grande densité et de faible vitesse sismique au-dessus de la plaque subduite; Spence (1984), se basant sur les travaux de Keen et Hyndman (1979), estime que les deux ensembles de données pourraient concorder, à condition que les matériaux sous-jacents à l'île de Vancouver se composent d'une plaque détachée de la lithosphère océanique (voir les figures 13-12a, b). Le programme LITHOPROBE a permis de définir en détail la structure et l'évolution tectonique de la région du centre de l'île de Vancouver; ce programme comportait l'établissement de quatre profils de sismique-réflexion multicanal et une vaste gamme d'autres études géologiques et géophysiques

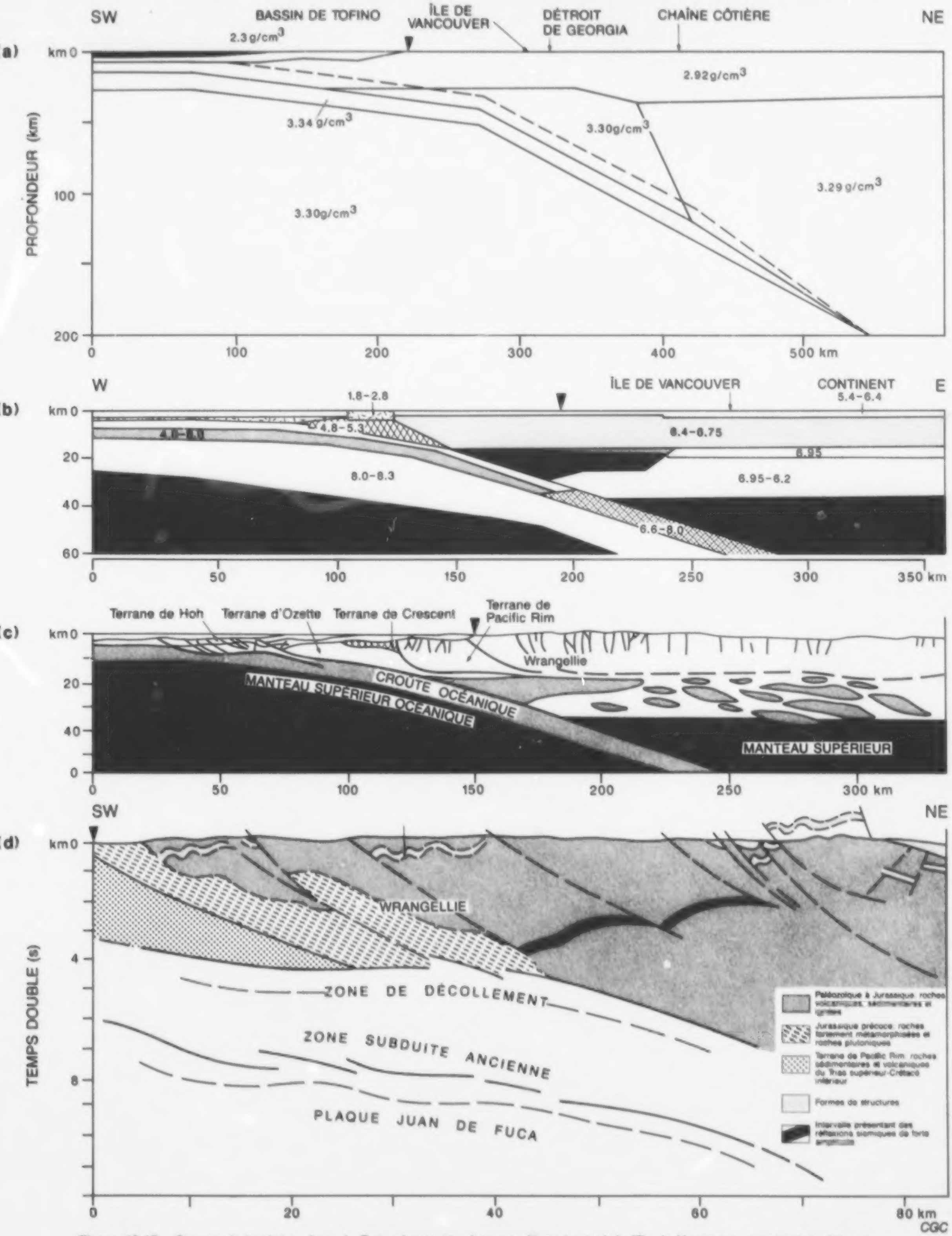


Figure 13-12. Coupes de la plaque Juan de Fuca plongeante, à travers le centre sud de l'île de Vancouver, montrant en (a) une interprétation des données gravimétriques (Riddihough, 1979); en (b) une interprétation des données de sismique-réfraction, avec les vitesses des unités exprimées en km/s (Spence, 1984); en (c) une interprétation de données géologiques et géophysiques (Monger et al., 1984); et en (d) une interprétation des données de sismique-réflexion multicanal (Yorath et al., 1985a, b). À remarquer que l'échelle des coupes varie, notamment celle de la coupe (d) qui est très différente.

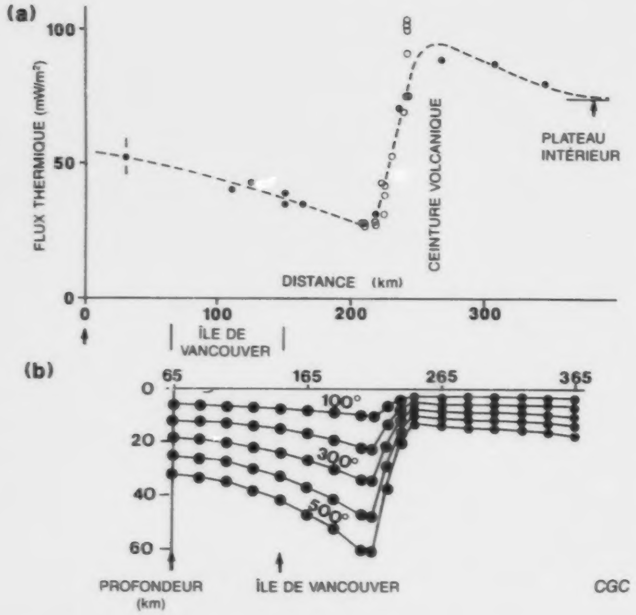


Figure 13-13. Flux thermique et températures à travers le sud-ouest de la Cordillère canadienne. (a) Valeurs du flux thermique tirées de Hyndman (1976, 1984) et de Lewis et al. (1985). Les points pleins se trouvent sur la trace du plan de coupe, les cercles vides sont des projections. (b) Isothermes calculées par T. Lewis (communication personnelle, 1986) à partir de données sur le flux thermique.

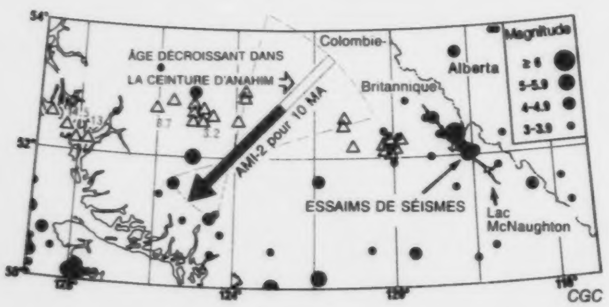


Figure 13-14. Centres volcaniques (triangles, âges en Ma) et épicentres sismiques dans la ceinture volcanique d'Anahim (tiré de Rogers, 1981). La flèche indique la direction du mouvement de la plaque américaine (AM1-2) avec les limites de confiance (Minster et Jordan, 1978). Les longueurs de la flèche en grisé (210 km) et de la flèche tout entière (340 km) représentent respectivement les estimations des déplacements moyen et maximal depuis 10 Ma.

(Yorath et al., 1985a, b; Clowes et al., 1987; DeLaurier et Kurtz, 1985). Les nouvelles données de sismique-réflexion semblent confirmer la présence de matériaux subduits plus anciens au-dessus de la plaque plongeante actuelle. Une série de failles inclinées vers l'est, allant de la surface du sol au toit de la plaque subduite, semblent avoir provoqué un raccourcissement considérable de la croûte de l'île de Vancouver (Yorath et al., 1985a, b).

Remarque : Des études plus récentes portant sur l'évolution structurale et tectonique de la zone de subduction de Cascadia et de l'île de Vancouver sont présentées par Hyndman et al. (1990) et Yorath et al. (sous presse).

DÉFORMATION AU SEIN DE LA PLAQUE AMÉRICAINE

Les déformations du régime actuel de la tectonique des plaques se limitent largement aux frontières de plaques, mais des déformations intraplaques mineures et d'autres phénomènes tectoniques se manifestent ailleurs dans la Cordillère canadienne. La sismicité est relativement faible dans la Cordillère; par conséquent, le taux de déformation et le jeu des failles sont sans doute inférieurs à 1 mm/a. Dans le centre et l'est de l'Oregon et de l'État de Washington, sont apparents sur de grandes étendues des failles de distension, des plissements et des traces d'activité volcanique récente dans la chaîne volcanique des Cascades et à l'est (Eaton, 1979; Suppe et al., 1975; Smith, 1977). Ces phénomènes ont été attribués à un ou plusieurs facteurs, à savoir l'expansion de l'arrière-arc des Cascades, le cisaillement affectant de grandes étendues et causé par le mouvement des plaques pacifique et américaine, l'apparition d'un système d'expansion dans la province de Basin and Range dans l'ouest des États-Unis, ou l'influence du point chaud hypothétique de Yellowstone-Snake River et du volcanisme associé. Une activité semblable a sans doute actuellement lieu dans le sud de la Colombie-Britannique, notamment dans la région de l'arrière-arc des ceintures volcaniques des Cascades et de Garibaldi (fig. 13-1).

La ceinture volcanique d'Anahim pourrait représenter la trace d'un point chaud (Bevier et al., 1979; Rogers, 1981). La progression des âges des centres volcaniques s'accorde avec le mouvement absolu de la plaque américaine (Minster et Jordan, 1978), bien que l'orientation est-ouest de la ceinture diffère un peu de l'azimut sud-ouest prévu (AM1-2 à la figure 13-14). Près du lac McNaughton (Rogers, 1981), la sismicité pourrait être associée au point chaud; Riddihough (1982b) a constaté la congruence des mouvements verticaux actuels avec ce point chaud.

La ceinture volcanique de Stikine, d'orientation nord, située dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique (Souther, 1977), est associée à des failles normales colinéaires qui semblent avoir été générées par le rifting intraplaque; celui-ci est peut-être dû à l'effet de couple de décrochements dextres résultant du jeu des plaques pacifique et américaine l'une par rapport à l'autre. D'après Stacey (1974), la zone s'est formée par convergence oblique des plaques pacifique et américaine. Toutefois, la sismicité associée à cette ceinture volcanique est peu importante (Rogers, 1976).

RÉFÉRENCES

Adams, J.
1984: Active deformation of the Pacific Northwest continental margin; Tectonics, v. 3, p. 449-472.

Adams, J. and Reilinger, R.
1980: Time behavior of vertical crustal movements measured by releveling in North America; a geological perspective; in Proceedings, Second International Symposium on Problems Related to the Redefinition of the North American Vertical Geodetic Networks (NAD), Canadian Institute for Surveying, Ottawa, Ontario, p. 327-339.

Ando, M. and Balazs, E.I.
1979: Geodetic evidence for aseismic subduction of the Juan de Fuca Plate; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 3023-3028.

Atwater, T.
1970: Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3513-3536.

Atwater, T. and Menard, H.W.
1970: Magnetic lineations in the Northeast Pacific; Earth and Planetary Science Letters, v. 7, p. 445-450.

Barnard, W.D.
1978: The Washington continental slope: Quaternary tectonics and sedimentation; Marine Geology, v. 27, p. 79-114.

Barr, S.M.
1972: Geology of the north end of Juan de Fuca Ridge and adjacent continental slope; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.
1974: Structure and tectonics of the continental slope west of Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1187-1199.

Barr, S.M. and Chase, R.L.
1974: Geology of the northern end of Juan de Fuca Ridge and sea-floor spreading; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1384-1406.

Bevier, M.L., Armstrong, R.L., and Souther, J.G.
1979: Miocene peralkaline volcanism in west central British Columbia - its temporal and plate tectonics setting; Geology, v. 7, p. 389-392.

Blackwell, D.D., Bowen, R.G., Hull, D.A., Riccio, J., and Steele, J.L.
1982: Heat flow, arc volcanism and subduction in northern Oregon; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 8735-8754.

Bostwick, T.K.
1984: Re-examination of the August 22, 1949 Queen Charlotte earthquake; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 115 p.

Bruns, T.R.
1983: Model for the origin of the Yakutat block, an accreting terrane in the northern Gulf of Alaska; Geology, v. 11, p. 718-721.

Carlson, R.L.
1976: Cenozoic plate convergence in the vicinity of the Pacific Northwest: a synthesis and assessment of plate tectonics in the northeastern Pacific; Ph.D. thesis, Department of Geological Sciences, University of Washington, Seattle.

Carson, B.J., Juan, P.B., Myers, P.B., and Barnard, W.D.
1974: Initial deep-sea sediment deformation at the base of the Washington continental slope: a response to subduction; Geology, v. 3, p. 561-564.

Chandra, U.
1974: Seismicity, earthquake mechanisms and tectonics along the western coast of North America from 42°N to 61°N; Bulletin of Seismological Society of America, v. 64, p. 5129-5149.

Chase, R.L.
1977: J. Tuzo Wilson Knolls: Canadian Hot Spot; Nature, v. 266, p. 344-346.

Chase, R.L. and Tiffin, D.L.
1972: Queen Charlotte Fault Zone, British Columbia; in Marine Geology and Geophysics, Section 8, 24th International Geological Congress Proceedings, p. 17-27.

Chase, R.L., Tiffin, D.L., and Murray, J.W.
1975: The western Canadian Continental Margin; in Canada's Continental Margins and Offshore Petroleum Exploration, C.J. Yorath, E.R. Parker, and D.J. Glass (ed.), Canadian Society of Petroleum Geology, Memoir 4, p. 701-722.

Clague, D.A. and Jarrard, R.D.
1973: Tertiary Pacific plate motion deduced from the Hawaiian-Emperor Chain; Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 1135-1154.

Clague, J.J.
1979: The Denali fault system in southwest Yukon Territory - geological hazard?; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 169-178.

Clark, J.A.
1977: An inverse problem in glacial geology: the reconstruction of glacier thinning in Glacier Bay, Alaska, between AD 1910 and 1960 for relative sea-level data; Journal of Glaciology, v. 18, p. 481-503.

Clowes, R.M.
1984: Phase 1 LITHOPROBE, A coordinated National Geoscience Project; Geoscience Canada, v. 11, p. 122-126.

Clowes, R.M., Yorath, C.J., and Hyndman, R.D.
1987: Reflection mapping across the convergent margin of western Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 87, p. 79-84.

Coney, P.J.
1971: Cordilleran tectonic transitions and motion of the North American plate; Nature, v. 233, p. 462-465.
1977: Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics; in Cenozoic Tectonics and Regional Geophysics of the Western Cordillera, R.B. Smith and G.P. Eaton (ed.), Geological Society of America Memoir, v. 152, p. 33-50.

Cox, A. and Engebretson, D.
1985: Change in motion of Pacific plate at 5 Myr BP; Nature, v. 313, p. 472-474.

Crane, K., Aikman, F., Embley, R., Hammond, S., Malahoff, A., and Lupton, J.
1985: The distribution of geothermal fields on the Juan de Fuca Ridge; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 727-744.

Crosson, R.S.
1972: Small earthquakes, structure and tectonics of the Puget Sound Region; Bulletin, Seismological Society of America, v. 62, p. 1133-1171.
1983: Review of seismicity in the Puget Sound Region from 1970 through 1978; in Earthquake Hazards of the Puget Sound Region, Washington, Proceedings of Workshop IV, United States Geological Survey, Open File Report 83-19, p. 6-18.

Currie, R.G., Cooper, R.V., Riddihough, R.P., and Seemann, D.A.
1983: Multi-parameter geophysical surveys off the west coast of Canada: 1973-1982; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 207-212.

Currie, R.G., Davis, E.E., Riddihough, R.P., and Hussong, D.M.
1984: Acoustic imagery of the Pacific-America-Explorer triple junction; Transactions, American Geophysical Union (EOS), v. 65, p. 1110.

Davis, E.E. and Clowes, R.M.
1986: High velocities and seismic anisotropy in Pleistocene turbidites off Western Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 84, p. 381-399.

Davis, E.E. and Lewis, T.J.
1984: Heat flow in a back-arc environment: Intermontane and Omineca belts, southern Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 715-726.

Davis, E.E. and Lister, C.R.B.
1977: Tectonic structures on the Juan de Fuca Ridge; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 346-363.

Davis, E.E. and Riddihough, R.P.
1982: The Winona Basin: structure and tectonics; Canadian Journal of Earth Science, v. 19, p. 767-788.

Davis, E.E. and Seemann, D.A.
1981: A compilation of seismic reflection profiles across the continental margin of western Canada; Geological Survey of Canada, Open File 751.

Davis, E.E., Currie, R.G., Sawyer, B.S., and Hussong, D.M.
1984: Juan de Fuca Ridge Atlas: SeaMarc II Acoustic Imagery; Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Open File 84-17.

Davis, E.E., Lister, C.R.B., Wade, U.S., and Hyndman, R.D.
1980: Detailed heat flow measurements over the Juan de Fuca ridge system and implications for the evolution of hydrothermal circulation in young ocean crust; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 299-310.

Deffeyes, K.S.
1972: Plume convection with an upper mantle temperature inversion; Nature, v. 240, p. 539-544.

Dehlinger, P., Couch, R.W., McManus, D.A., and Gemperle, M.
1971: Northeast Pacific Structure; in The Sea, A.E. Maxwell (ed.), v. 4, Part II, John Wiley and Sons, p. 133-189.

DeLaurier, J.M. and Kurtz, R.D.
1985: A magnetotelluric survey across Vancouver Island; in A Symposium on the Deep Structure of Southern Vancouver Island: Results of LITHOPROBE Phase I, Geological Association of Canada, Pacific Section, Program with Abstracts, p. 12.
Dragert, H.
1986: A summary of recent geodetic measurements of surface deformation on central Vancouver Island, British Columbia; Royal Society of New Zealand Bulletin, v. 24, p. 29-37.
1987a: Contemporary crustal deformation measurements on central Vancouver Island; in Recent Crustal Movements in the Pacific Northwest, Programme and Abstracts, Pacific Section, Geological Association of Canada, p. 15-16.
1987b: The fall (and rise) of central Vancouver Island: 1930-1985; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24.
Duncan, R.A.
1982: A captured island chain in the Coast Range of Oregon and Washington; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 10,827-10,837.
Eaton, G.P.
1979: A plate tectonic model for late Cenozoic crustal spreading in the western United States; in The Rio Grande Rift: Tectonics and Magmatism, R.F. Riecker (ed.), American Geophysical Union, Washington, D.C., p. 7-32.
Ellis, R.M., Spence, G.D., Clowes, R.M., Waldron, D.A., Jones, I.F., Green, A.G., Forsyth, D.A., Mair, J.A., Berry, M.J., Mereau, R.F., Kanasewich, E.R., Cumming, G.L., Hajnal, Z., Hyndman, R.D., McMechan, G.A., and Loncarevic, B.D.
1983: The Vancouver Island seismic project: a co-crust onshore-offshore study of a convergent margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 719-741.
Engebretson, D.C.
1982: Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; Ph.D. thesis, Stanford University, 211 p.
Hammond, S.R., Lee, J.S., Malahoff, A., Feely, R., Embley, R.W., and Franklin, J.
1984: Discovery of high temperature hydrothermal venting on the Endeavour Segment of the Juan de Fuca Ridge; Transactions, American Geophysical Union (EOS).
Heaton, T.H. and Kanamori, H.
1984: Seismic potential associated with subduction in the northwestern United States; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 74, p. 933-941.
Hey, R.N.
1977: A new class of "pseudofaults" and their bearing on plate tectonics: a propagating rift model; Earth and Planetary Science Letters, v. 37, p. 321-325.
Hey, R.N. and Wilson, D.S.
1982: Propagating rift explanation for the tectonic evolution of the northeast Pacific - the pseudomovie; Earth and Planetary Science Letters, v. 58, p. 167-188.
Hicks, S.D. and Shofnos, W.
1965: The determination of land emergence from sea-level observations in southeast Alaska; Journal of Geophysical Research, v. 70, p. 3315-3320.
Horn, J.R., Clowes, R.M., Ellis, R.M., and Bird, D.N.
1984: The seismic structure across an active oceanic/continental transform fault zone; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 3107-3120.
Horner, R.G.
1983: Seismicity in the Saint Elias region of northwestern Canada and southwestern Alaska, Bulletin of the Seismological Society of America, v. 73, p. 1117-1137.
Hudson, T., Dixon, T., and Plafker, G.
1982: Regional uplift in southeastern Alaska; in The U.S. Geological Survey in Alaska: Accomplishments During 1980, W.L. Coonrad (ed.), United States Geological Survey Circular 844, p. 132-135.
Hughes, J.M., Stoiber, R.E., and Carr, M.J.
1980: Segmentation of the Cascade volcanic chain; Geology, v. 8, p. 15-17.
Hyndman, R.D.
1976: Heat flow measurements in the inlets of southwestern British Columbia; Journal of Geophysical Research, v. 81, p. 337-349.
1984: Juan de Fuca Plate Map JFP-10: Geothermal Heat Flux; Open File Map, Pacific Geoscience Centre, Sidney, B.C.
Hyndman, R.D. and Ellis, R.M.
1981: Queen Charlotte fault zone: Microearthquakes from a temporary array of land stations and ocean bottom seismographs; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 776-788.
Hyndman, R.D. and Rogers, G.C.
1981: Seismicity surveys with ocean bottom seismographs off western Canada; Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 3867-3880.
Hyndman, R.D. and Weichert, D.H.
1983: Seismicity and rates of relative motion on the plate boundaries of western North America; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 72, p. 59-82.
Hyndman, R.D., Lewis, T.J., Wright, J.A., Burgess, M., Chapman, D.S., and Yamano, M.
1982: Queen Charlotte fault zone: heat flow measurements; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1657-1669.
Hyndman, R.D., Riddihough, R.P., and Herzer, R.
1979: The Nootka Fault Zone - A new plate boundary off western Canada; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 58, p. 667-683.
Hyndman, R.D., Rogers, G.C., Bone, M.N., Lister, C.R.B., Wade, U.S., Barrett, D.L., Davis, E.E., Lewis, T., Lynch, S., and Seemann, D.
1978: Geophysical measurements in the region of the Explorer Ridge off western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1508-1525.
Hyndman, R.D., Yorath, C.J., Clowes, R.M., and Davis, E.E.
1990: The northern Cascadia subduction zone at Vancouver Island: seismic structure and tectonic history; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 313-329.
Jessop, A.M., Lewis, T.J., Judge, A.S., Taylor, A.E., and Drury, M.J.
1984: Terrestrial heat flow in Canada; Tectonophysics, v. 103, p. 239-261.
Johnson, H.P., Karsten, J.L., Delaney, J.R., Davis, E.E., Currie, R.G., and Chase, R.L.
1983: A detailed study of the Cobb offset of the Juan de Fuca Ridge: evolution of a propagating rift; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 2297-2315.
Karsten, J., Delaney, J., Johnson, P., Goldfarb, M., McDuff, R., Kingston, M., Tivey, M., Dymond, J., Kadko, D., Taghan, G., Leinen, M., Lupton, J., Rhodes, M., and Tunnicliffe, V.
1984: Regional setting and local character of a hydrothermal field sulfide deposit on the Endeavour segment of the Juan de Fuca Ridge; Transactions of the American Geophysical Union (EOS), v. 65, p. 1111.
Keen, C.E. and Hyndman, R.D.
1979: Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.
Kulm, L.D. and Fowler, G.A.
1974: Cenozoic sedimentary framework of the Gorda-Juan de Fuca Plate and adjacent continental margin - a review; in Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, R.H. Dott and R.H. Shave (ed.), Society of Economic Paleontologists, Special Publication No. 19, p. 212-229.
Langston, C.A.
1981: Evidence for the subducting lithosphere under Vancouver Island and western Oregon from teleseismic P wave conversions; Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 3857-3866.
Lewis, B.T.R.
1984: Deep-tow seismic reflection experiment, Washington margin; in Western North American Continental Margin and Adjacent Ocean Floor off Oregon and Washington, L.D. Kulm et al. (ed.), Ocean Margin Drilling Program, Regional Atlas Series, Atlas 1, p. 27.
Lewis, T.J., Bentkowski, W., Davis, E.E., Hyndman, R.D., Wright, J., and Souther, J.G.
1985: A heat flux profile across southern Vancouver Island to the Garibaldi Volcanic Belt; in A Symposium on the Deep Structure of Southern Vancouver Island: Results of LITHOPROBE Phase I, Geological Association of Canada, Pacific Section, Programme with Abstracts.
Lister, C.R.B.
1977: Qualitative models of spreading center processes including hydrothermal penetration; Tectonophysics, v. 37, p. 203-218.
Malahoff, A., Hammond, S.R., Embley, R.W., Currie, R.G., Davis, E.E., Riddihough, R.P., and Sawyer, B.S.
1984: Juan de Fuca Ridge Atlas: Preliminary SEABEAM bathymetry; Earth Physics Branch, Open File 84-6, Department of Energy, Mines and Resources, Ottawa, Ontario, Canada.
Marshak, R.S. and Karig, D.E.
1977: Triple junctions as a cause for anomalously near trench igneous activity between the trench and volcanic arc; Geology, v. 5, p. 233-236.

McDougall, I. and Duncan, R.A.
1980: Linear volcanic chains - recording plate motions?; Tectonophysics, v. 63, p. 275-295.

McKenzie, D.P. and Julian, B.
1971: The Puget Sound, Washington, earthquake and mantle structure beneath the northwestern U.S.; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 3519-3524.

Menard, H.W.
1978: Fragmentation of the Farallon Plate by pivoting subduction; Journal of Geology, v. 86, p. 99-110.

Michaelson, C.A.
1983: Three-dimensional velocity structure of the crust and upper mantle in Washington and northern Oregon; M.Sc. thesis, University of Washington, Seattle.

Michaelson, C.A. and Weaver, C.S.
1986: Upper mantle structure from teleseismic P-wave arrivals in Washington and northern Oregon; Journal of Geophysical Research, v. 91, p. 2077-2094.

Milne, W.G., Rogers, G.C., Riddihough, R.P., McMechan, G.A., and Hyndman, R.D.
1978: Seismicity of western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1170-1193.

Minster, J.B. and Jordan, T.H.
1978: Present day plate motions; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 5331-5354.
1984: Vector constraints on Quaternary deformation of the western United States east and west of the San Andreas Fault; in Tectonics and Sedimentation along the California Margin, J.K. Crouch, and S.B. Bachman (ed.), Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, v. 38, p. 1-16.

Monger, J.W.H., Clowes, R.M., Price, R.A., Riddihough, R.P., Simony, P., and Woodsworth, G.J.
1985: Continent-Ocean Transect B2: Juan de Fuca Plate to Alberta Plains; Geological Society of America.

Morgan, W.J.
1981: Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian oceans; in The Sea, C. Emiliani (ed.), Wiley, New York, v. 7, p. 443-488.

Nishimura, C., Wilson, D.S., and Hey, R.N.
1984: Pole of rotation analysis of present day Juan de Fuca Plate motion; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 10,283-10,290.

Perez, O.J. and Jacob, K.H.
1980: Tectonic model and seismic potential of the eastern Gulf of Alaska and Yakatoga seismic gap; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 7132-7150.

Plafker, G., Hudson, T., Bruns, T.R., and Rubin, M.
1978: Late Quaternary offset along the Fairweather fault and crustal plate interactions in Southern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 805-816.

Plafker, G., Winkler, G.R., Coonrad, W.L., and Claypool, G.
1980: Preliminary geology of the continental slope adjacent to OCS Lease sale 55, Eastern Gulf of Alaska; petroleum resource implications; United States Geological Survey, Open File Report 80-1089.

Richter, D.H. and Matson, N.A., Jr.
1971: Quaternary faulting in the eastern Alaska Range; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 1529-1540.

Riddihough, R.P.
1977: A model for recent plate interactions off Canada's west coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 384-396.
1979: Structure and gravity of an active margin - British Columbia and Washington; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 350-363.
1982a: Contemporary movements and tectonics on Canada's west coast: a discussion; Tectonophysics, v. 86, p. 319-341.
1982b: One hundred million years of plate tectonics in western Canada; Geoscience Canada, v. 9, p. 28-34.
1984: Recent movements of the Juan de Fuca Plate system; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 6980-6994.

Riddihough, R.P. and Hyndman, R.D.
1977: Canada's active western margin: the case for subduction; Geoscience Canada, v. 3, p. 269-278.

Riddihough, R.P., Currie, R.G., and Hyndman, R.D.
1980: The Dellwood Knolls and their role in triple junction tectonics off northern Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 577-593.

Riddihough, R.P., Beck, M.E., Chase, R.L., Davis, E.E., Hyndman, R.D., Johnson, S.H., and Rogers, G.C.
1983: Geodynamics of the Juan de Fuca Plate; in Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs, R. Cabre (ed.), American Geophysical Union, Geodynamics Series, v. 9, p. 5-21.

Rogers, G.C.
1976: A microearthquake survey in northwest British Columbia and southeast Alaska; Bulletin Seismological Society of America, v. 66, p. 1643-1655.
1979a: Earthquake fault plane solutions near Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 523-531.
1979b: Juan de Fuca Plate Map: fault plane solutions; JFP-6, Earth Physics Branch, Department of Energy, Mines and Resources, Open File.
1981: McNaughton Lake seismicity - more evidence for an Anahim hot-spot?; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 826-828.
1982: Revised seismicity and revised fault plane solutions for the Queen Charlotte Islands region; Earth Physics Branch, Open File Report No. 82-23.
1983a: Seismotectonics of British Columbia; unpublished Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.
1983b: Some comments on the seismicity of the northern Puget Sound - southern Vancouver Island region; in Earthquake Hazards of the Puget Sound Region, Washington, Proceedings of Workshop IV, United States Geological Survey, Open File Report 83-19, p. 19-39.

Savage, J.C.
1983: Strain accumulation in western United States; Annual Reviews of Earth and Planetary Science, v. 11, p. 11-43.

Savage, J.C., Lisowski, M., and Prescott, W.H.
1981: Geodetic strain measurements in Washington; Journal of Geophysical Research, v. 86, p. 4929-4040.

Silver, E.A.
1971: Small plate tectonics in the northeastern Pacific; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 3491-3495.
1972: Pleistocene tectonic accretion of the continental slope off Washington; Marine Geology, v. 13, p. 239-249.

Slawson, W.F. and Savage, J.C.
1979: Geodetic deformation associated with the 1946 Vancouver Island, Canada, earthquake; Bulletin Seismological Society of America, v. 69, p. 1487-1496.

Smith, R.B.
1977: Intraplate tectonics of the western North America plate; Tectonophysics, v. 37, p. 323-336.

Smith, S.W. and Knapp, J.S.
1980: The northern termination of the San Andreas Fault; in Studies of the San Andreas Fault Zone in Northern California, R. Sherborne (ed.), California Division of Mines and Geology, Special Report 140, p. 153-164.

Snavely, P.D., Miller, J., von Heune, R., and Mann, D.
in press: Central Oregon margin lines WO76-4 and 5; in Seismic Images of Modern Convergent Margin Tectonic Structure, R. von Heune, (ed.), American Association of Petroleum Geologists Memoir.

Souther, J.G.
1977: Volcanism and tectonic environments in the Canadian Cordillera - a second look; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Baragar, L.C. Coleman, and J.M. Hall (ed.), Geological Association of Canada Special Paper, v. 16, p. 3-24.

Spence, G.D.
1984: Seismic structure across the active subduction zone of western Canada; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Spence, G.D., Clowes, R.M., and Ellis, R.M.
1985: Seismic structure across the active subduction zone of western Canada; Journal of Geophysical Research, v. 90, no. B8, p. 6754-6772.

Srivastava, S.P.
1973: Interpretation of gravity and magnetic measurements across the continental margin of British Columbia, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1664-1677.

Srivastava, S.P., Barrett, D.L., Keen, C.E., Manchester, K.S., Shih, K.G., Tiffin, D.L., Chase, R.L., Thomlinson, A.G., Davis, E.E., and Lister, C.R.B.
1971: Preliminary analysis of geophysical measurements north of Juan de Fuca Ridge; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 1265-1281.

Stacey, R.A.
1974: Plate tectonics, volcanism and the lithosphere in British Columbia; Nature, v. 250, p. 133-134.

Suppe, J., Powell, C., and Berry, R.
1975: Regional topography, seismicity, Quaternary volcanism and the present day tectonics of the western United States; American Journal of Science, v. 275-A, p. 397-436.

Sutherland Brown, A.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54.

Taber, J.J. and Smith, S.W.
1985: Seismicity and focal mechanisms associated with the subduction of the Juan de Fuca plate beneath the Olympic Peninsula, Washington; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 75, p. 237-249.

Tiffin, D.L., Cameron, B.E.B., and Murray, J.W.
1972: Tectonic and depositional history of the continental margin off Vancouver Island, B.C.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 280-296.

Tunnicliffe, V., Johnson, H.P., and Botros, M.
1984: Along strike variation in hydrothermal activity on the Explorer Ridge, N.E. Pacific; American Geophysical Union Fall Meeting, Additional Abstracts, p. 75.

Turner, D.L., Jarrard, R.D., and Forbes, R.B.
1980: Geochronology and origin of the Pratt-Welker seamount chain, Gulf of Alaska: a new pole of rotation for the Pacific Plate; Journal of Geophysical Research, v. 85, p. 6547-6556.

Vine, F.J.
1966: Spreading of the ocean floor: new evidence; Science, v. 154, p. 1405-1415.

Vine, F.J. and Matthews, D.H.
1963: Magnetic anomalies over ocean ridges; Nature, v. 199, p. 947-949.

Vine, F.J. and Wilson, J.T.
1965: Magnetic anomalies over a young oceanic ridge off Vancouver Island; Science, v. 150, p. 485-489.

von Heune, R. and Kulm, L.D.
1973: Tectonic summary of Leg 18; in Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 18, p. 961-976.

von Heune, R., Shor, G.O., and Wageman, J.
1978: Continental margins of the eastern Gulf of Alaska and boundaries of tectonic plates; in Geological and Geophysical Investigations of Continental Margins, J.S. Watkins, L. Montadert, and P.W. Dickerson (ed.), American Association of Petroleum Geologists Memoir 29, p. 273-290.

Weaver, C.S. and Smith, S.W.
1983: Regional tectonic and earthquake hazard implications of a crustal fault zone in southwestern Washington; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 10,371-10,383.

Weaver, C.S. and Michaelson, C.A.
1985: Seismicity and volcanism in the Pacific Northwest: evidence for the segmentation of the Juan de Fuca plate; Geophysical Research Letters, v. 12, p. 215-218.

White, W.R.H., Bone, M.N., and Milne, W.G.
1961: Seismic refraction surveys in British Columbia, 1964-1966: a preliminary interpretation; American Geophysical Union Monograph, v. 12, p. 81-93.

Wickens, A.J. and Hodgson, J.H.
1967: Computer re-evaluation of earthquake mechanism solutions 1922-1962; Publications of the Dominion Observatory, v. 33, 560 p.

Wilson, D.S., Hey, R.N., and Nishimura, C.
1984: Propagation as a mechanism of reorientation of the Juan de Fuca Ridge; Journal of Geophysical Research, v. 89, p. 9215-9225.

Yorath, C.J.
1980: The Apollo structure in Tofino Basin, Canadian Pacific continental margin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 758-775.

Yorath, C.J. and Hyndman, R.D.
1983: Subsidence and thermal history of Queen Charlotte basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 135-159.

Yorath, C.J., Clowes, R.M., Green, A.G., Sutherland Brown, A., Brandon, M.T., Massey, N.W.D., Spencer, C., Kanasewich, E.R., and Hyndman, R.D.
1985a: LITHOPROBE - Phase 1: Southern Vancouver Island: Preliminary analyses of reflection seismic profiles and surface geological studies; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 543-554.

Yorath, C.J., Green, A.G., Clowes, R.M., Sutherland Brown, A., Brandon, M.T., Kanasewich, E.R., Hyndman, R.D., and Spencer, C.
1985b: Lithoprobe, southern Vancouver Island: Seismic reflection sees through Wrangellia to the subducting Juan de Fuca plate; Geology, v. 13, p. 759-762.

Yorath, C.J., Clowes, R.M., Macdonald, R.D., Spencer, C., Davis, E.E., Hyndman, R.D., Rohr, K., Sweeney, J.F., Currie, R.G., Halpenny, J.F., and Seemann, D.A.
1988: Marine multichannel seismic reflection, gravity and magnetic profiles - Vancouver Island continental margin and Juan de Fuca Ridge; Geological Survey of Canada, Open File 1661.

Yorath, C.J., Hyndman, R.D., Sutherland Brown, A. and Massey, N.W.D.
in press: Lithoprobe- Southern Vancouver Island: A summary; Geological Society of America Bulletin.

Adresse des auteurs

R.P. Riddihough
Commission géologique du Canada
601 rue Booth
Ottawa, Ontario
K1A 0E8

R.D. Hyndman
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

Imprimé au Canada

Chapitre 14

RÉGIMES VOLCANIQUES

Résumé
Roches volcaniques du miogéoclinal
- Assemblages du Protérozoïque
  - Assemblages de Purcell (Belt) et de Wernecke
  - Assemblage de Windermere
- Assemblages de roches volcaniques du Paléozoïque
  - Paléozoïque inférieur
  - Paléozoïque supérieur
  - Roches volcaniques du terrane péricratonique de Kootenay

Volcanisme dans les terranes accrétés
- Assemblages du Protérozoïque-Paléozoïque inférieur
  - Volcanisme dans le terrane d'Alexander
- Assemblages du Paléozoïque supérieur
  - Terrane de Slide Mountain
  - Quesnellie
  - Terrane de Cache Creek
  - Stikinie
  - Wrangellie
  - Terrane d'Alexander
- Assemblages du Trias
  - Quesnellie
  - Terrane de Cache Creek
  - Stikinie
  - Wrangellie
  - Terrane d'Alexander
- Assemblages du Jurassique
  - Quesnellie
  - Stikinie
  - Wrangellie
- Assemblages du Mésozoïque supérieur et du Tertiaire
  - Terrane de Chugach
  - Terrane de Pacific Rim
  - Terrane de Crescent

Volcanisme post-accrétionnaire
Magmatisme au Crétacé
Crétacé précoce et moyen
Crétacé moyen
Domaine de l'avant-pays
Partie nord des domaines intermontagneux et d'Omineca
Domaine insulaire et centre sud du Domaine intermontagneux
Crétacé tardif
Magmatisme au Tertiaire précoce
Domaine insulaire méridional
Domaine intermontagneux méridional
Domaine intermontagneux central
Domaine intermontagneux septentrional
Magmatisme au Tertiaire tardif et au Quaternaire
Complexes de subduction de Farallon-Juan de Fuca
Ceinture volcanique de Pemberton
Ceinture volcanique d'Alert Bay
Ceinture volcanique de Garibaldi
Groupe de Chilcotin, laves d'arrière-arc
Complexes de subduction de la plaque pacifique
Ceinture volcanique de Wrangell
Complexes de rift et de panache dans les terranes accrétés
Ceinture volcanique de Stikine
Ceinture volcanique d'Anahim
Provinces volcaniques de Clearwater-Quesnel et de McConnell Creek
Conclusions
Références

Chapitre 14

RÉGIMES VOLCANIQUES

J.G. Souther

RÉSUMÉ

Des roches volcaniques existent dans la plupart des assemblages lithologiques majeurs de la Cordillère occidentale. Des modèles admettant une origine sur place (Souther, 1977) font maintenant place à des modèles tectoniques fondés sur des indices portant à croire que la Cordillère est un collage de terranes distincts, jadis éloignés les uns des autres, qui se sont accrétés à la marge continentale. Ce concept sert de base à la subdivision tripartite des régimes volcaniques qui est utilisée dans le présent chapitre: (1) roches volcaniques du miogéoclinal, (2) volcanisme dans les terranes accrétés, (3) volcanisme post-accrétionnaire.

Après la séparation du protocontinent nord-américain d'une masse continentale précambrienne au Protérozoïque moyen, il y a eu sédimentation, le long de la marge continentale ouest, d'un prisme de sédiments de marge continentale progradant, accompagnée d'épisodes de distension de la croûte et d'activité magmatique mineure. Une période de diastrophisme vers 1,2 Ga a produit une discordance étendue dans la Cordillère septentrionale, entre les supergroupes de Wernecke et de Mackenzie Mountains; cette période a coïncidé avec l'effusion locale de laves tholéiitiques-alcalines et la mise en place d'essaims de dykes et de filons-couches de diabase dans toute la moitié ouest de l'Amérique du Nord. Un second événement tectonique vers 780 Ma a provoqué l'accumulation du Supergroupe de Windermere dans un fossé d'effondrement (rift) relativement étroit qui tronquait l'ancien prisme de sédiments de marge continentale. Cet épisode de rifting a été accompagné de l'éruption étendue de volcanites mafiques et, à tout le moins localement, de l'éruption explosive de magma de composition intermédiaire et felsique. Une période de relative stabilité a suivi la sédimentation du Supergroupe de Windermere et a persisté tout au long du Paléozoïque précoce. Les dépôts de quartzite et les récifs carbonatés sur la plate-forme continentale, ainsi que les dépôts épais de shale d'eau profonde sur le talus externe présentent peu d'indices d'une activité tectonique ou magmatique à cette époque-là. L'épanchement sporadique de faibles quantités de laves mafiques alcalines, notamment à l'Ordovicien, au Silurien et peut-être aussi au Dévonien résulte vraisemblablement d'un épisode mineur de distension survenu au cours de la subsidence thermique et de la contraction de la croûte inférieure. Un épisode majeur de rifting au Dévono-Mississippien a entraîné l'accumulation de prismes épais de roches clastiques, l'intrusion de plutons de syénite et l'éruption de laves hyperalcalines et alcalines, sursaturées et très évoluées.

Le miogéoclinal est bordé à l'ouest par un collage de terranes allochtones qui comprennent des complexes volcaniques d'arc insulaire et de milieu océanique de provenance lointaine, ainsi que des roches volcaniques produites durant l'accrétion. Une zone relativement continue de roches très déformées (terranes péricratoniques) a été charriée vers l'est sur la succession miogéoclinale, et des terranes plus jeunes ont chevauché les terranes péricratoniques à l'ouest. Les laves alcalines présentes au sein du miogéoclinal pourraient s'être épanchées dans des rifts mineurs de la partie externe du prisme de sédiments de marge continentale. À l'ouest des terranes péricratoniques, le terrane accrété de Slide Mountain comporte une série d'allochtones à vergence est dont chacun se compose de nombreuses digitations minces et imbriquées qui représentent jusqu'à 500 km de raccourcissement. La prédominance de basalte océanique, de chert, de diabase et d'ultramafites du Paléozoïque supérieur suggère qu'il s'agit d'un assemblage ophiolitique dérivé d'une croûte océanique qui était située à l'ouest du prisme de sédiments du miogéoclinal de la marge continentale. La composition chimique des basaltes et leur association avec des roches ultramafiques donnent à penser qu'ils réunissent des tholéiites de dorsale médio-océanique et des roches plus alcalines caractéristiques de monts sous-marins extradorsaux. Le terrane océanique de Slide Mountain est bordé à l'ouest par la Quesnellie, où une série d'arcs d'affinité calco-alcaline à shoshonitique sont demeurés actifs au Protérozoïque tardif et presque tout au long du Mésozoïque. La polarité des arcs prémésozoïques de la Quesnellie est inconnue, mais les volcanites triasiques de Nicola et du faciès oriental du Groupe de Takla ainsi que les volcanites jurassiques de Rossland ont une teneur accrue en alcalis à l'est, ce qui rend plausible la présence d'un couple arc/arrière-arc au-dessus d'une zone de subduction inclinée vers l'est. À l'ouest de la Quesnellie, le terrane de Cache Creek comprend une zone discontinue de basaltes océaniques et de roches ultramafiques qui sont associés à des cherts, à des argilites et, dans une moindre mesure, à du calcaire s'échelonnant du Paléozoïque tardif au Trias. La majeure partie des volcanites du terrane de Cache Creek sont typiques des basaltes de dorsale médio-océanique; pour le reste, certaines volcanites sont plus alcalines et donc vraisemblablement associées à des monts sous-marins extradorsaux, tandis que d'autres présentent des affinités calco-alcalines, dérivent vraisemblablement de complexes d'arc adjacents

Souther, J. G.
1991: Régimes volcaniques; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 14, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

et ont été incorporées tectoniquement au mélange de Cache Creek. Le terrane océanique de Cache Creek est bordé à l'ouest par la Stikinie, où l'éruption locale de volcanites acides au Permien et au Mississippien et un volcanisme étendu au Trias tardif et pendant une grande partie du Jurassique a produit un mélange de dépôts volcanoclastiques et de roches volcaniques calco-alcalins et légèrement alcalins, de milieu subaérien et sous-marin. La largeur considérable et la polarité chimique variable des zones volcaniques mésozoïques de Stuhini et de Hazelton, dans la Stikinie, suggèrent qu'elles ne sont pas simplement le produit d'arcs associés à la subduction. La présence de roches alcalines et, localement, de bassins sédimentaires profonds suggère un milieu de transtension dans lequel la subduction a développé, en réponse à la formation de failles coulissantes généralisées, des structures de transtension (pull-apart). Les épisodes de soulèvement, d'intrusion et de métamorphisme qui ont affecté le Domaine côtier masquent la suture qui sépare la Stikinie du superterrane insulaire à l'ouest; toutefois, des indices fauniques et paléomagnétiques convaincants montrent que ces deux terranes sont demeurés éloignés l'un de l'autre jusqu'au Jurassique terminal. Dans la Wrangellie, les assemblages de volcanites et de volcanoclastites de Skolai et de Sicker (Paléozoïque moyen et supérieur) représentent vraisemblablement des assemblages d'arc développés sur une croûte océanique. Ultérieurement, un épisode de rifting du complexe d'arc au Trias, a été accompagné de l'épanchement des basaltes tholéiitiques de l'Assemblage de Karmutsen-Nikolai, en milieu marin et non marin, qui ont produit la plate-forme volcanique de Karmutsen. Au Jurassique, cette plate-forme est devenue le site d'une période de volcanisme d'arc qui a produit les laves calco-alcalines et les complexes de caldeira du Groupe de Bonanza.

Avant la fin du Jurassique, les nombreuses composantes du collage cordillérien se sont réunies en deux superterranes, et le superterrane intermontagneux, situé à l'est, était déjà accolé à la marge ouest de l'Amérique du Nord. L'accrétion du superterrane intermontagneux a coïncidé avec une période d'épaississement de la croûte, de métamorphisme et de plutonisme le long de la suture, qui a donnée naissance au Domaine d'Omineca. À cette époque, le superterrane insulaire se situait à une distance inconnue à l'ouest, et la cuvette de Dezadeash-Tyaughton-Methow le séparait du superterrane intermontagneux. La compression de cette dépression au Jurassique tardif et au Crétacé a coïncidé avec l'éruption des volcanites de Gravina-Nutzotin et de Gambier dans un arc longeant la marge ouest de la cuvette, et avec l'accumulation des cônes sous-marins distaux qui recouvrent la bordure ouest du superterrane intermontagneux. Au Crétacé moyen, la compression de la partie sud de la cuvette de Tyaughton a coïncidé avec la réduction de l'activité volcanique dans l'arc de Gambier à l'ouest, et avec le début du volcanisme de Spences Bridge dans un arc situé le long de la marge est de la cuvette et associé à la subduction, sous le superterrane intermontagneux, de la croûte sur laquelle s'est développée la cuvette. Ailleurs, dans le nord du Domaine d'Omineca et le centre nord du Domaine intermontagneux, le volcanisme du Crétacé moyen et tardif qui s'est manifesté à des centres très éloignés les uns des autres semble avoir été associé étroitement à une relaxation ou à un régime de transpression qui a accompagné le début d'une période de formation de failles coulissantes. Les empilements volcaniques de South Fork et de Kasalka sont probablement issus d'un complexe de subsidence en chaudron, et les assemblages corrélatifs semblent occuper des bassins locaux limités par des failles. Il existe peu d'indices d'une activité volcanique dans la Cordillère canadienne au cours du Paléocène. Cependant, le volcanisme a repris au début de l'Éocène et, dans le bref intervalle de 55 à 36 Ma, la Cordillère septentrionale est devenue le site d'une activité magmatique étendue et intense. Les complexes ignés de Nisling Range et de Skukum-Sloko au Yukon et dans le nord de la Colombie-Britannique, les complexes volcaniques d'Ootsa-Endako dans le centre de la Colombie-Britannique, et les assemblages volcano-plutoniques de Kamloops et de Marron-Coryell dans le sud de la province, ont formé à l'Éocène une vaste zone de volcanisme calco-alcalin et alcalin associé à une zone de subduction inclinée vers l'est sous l'arc de Challis-Absaroka. La polarité chimique des assemblages de Kamloops-Marron appuie cette interprétation, mais le lien entre le magmatisme éocène et les mouvements coulissants importants suggère que les régimes de transtension ont pu jouer un rôle important, voire prépondérant, dans la formation de magma dans la Cordillère septentrionale. Une période de calme tectonique relatif a suivi la période d'activité magmatique maximale de l'Éocène et a persisté tout au long de l'Oligocène. Dès le début du Néogène, le lien tectonique qui existait entre le continent et la marge du Pacifique a commencé à évoluer et à exercer un contrôle sur la distribution et le chimisme des volcans néogènes dans la partie adjacente du continent. Dans le sud de la Colombie-Britannique, les fronts volcaniques de Pemberton-Garibaldi et les basaltes de plateau de Chilcotin constituent un couple arc/arrière-arc qui s'est développé au-dessus de la plaque plongeante Juan de Fuca et qui a été sporadiquement actif tout au long du Miocène et du Quaternaire précoce. Dans le sud-ouest du Yukon et la partie contiguë de l'Alaska, des magmas andésito-basaltiques, dacitiques et rhyolitiques, miocènes et plus jeunes, se sont épanchés de volcans situés dans l'arc volcanique de Wrangell, qui s'est formé du côté terre de la fosse des Aléoutiennes. Entre la jonction triple de la plaque Juan de Fuca au nord et l'extrémité sud de la fosse des Aléoutiennes, la faille transformante de Reine-Charlotte sépare le continent de la croûte océanique du Pacifique. Deux ceintures volcaniques s'échelonnant du Miocène tardif au Quaternaire et caractérisées par des complexes bimodaux alcalins à hyperalcalins se sont formées sur le continent, à proximité de cette faille transformante. La ceinture volcanique de Stikine, qui s'étend vers le nord dans le Domaine côtier et la partie nord du Domaine intermontagneux, est associée à la phase initiale de rifting. Les volcans de la ceinture volcanique d'Anahim, qui traverse le centre de la Colombie-Britannique en direction est, rajeunissent vers l'est et semblent définir la trace d'un point chaud.

ROCHES VOLCANIQUES DU MIOGÉOCLINAL

Depuis qu'elle s'est amorcée au Protérozoïque moyen, et jusqu'au commencement de l'accrétion au Mésozoïque précoce, l'accumulation d'un prisme de sédiments de marge continentale est le processus dominant dans l'évolution tectonique de la Cordillère. Des épisodes de soulèvement,

de formation de failles et de volcanisme interrompent à plusieurs reprises ce long intervalle de sédimentation: vers 1 200 Ma (Laves de Purcell); vers 780 Ma (volcanites d'Irene, de Coates Lake et de Mount Harper); Cambrien moyen (volcanites et filons-couches sur la plate-forme d'Ogilvie); Cambrien et Ordovicien moyen (volcanites du bassin de Selwyn et de la cuvette de Kechika); Ordovicien moyen-Dévonien (volcanites de Marmot, rentrant de Misty Creek); Silurien (volcanites du bassin de Robson septentrional) et Dévonien tardif-Carbonifère précoce (volcanites de la plate-forme de Cassiar).

Assemblages du Protérozoïque

Les roches protérozoïques du miogéoclinal se groupent en trois assemblages principaux (fig. 14-1) que séparent presque partout des disconformités majeures et, localement, des discordances angulaires. Il s'agit des assemblages de Purcell (Belt), de Muskwa(?) et de Wernecke (de 1 700 à 1 200 Ma), de l'Assemblage de Mackenzie (de 1 200 à 780 Ma) et de l'Assemblage de Windermere (de 780 à 600 Ma). Les strates antérieures à 780Ma ont une extension limitée sur l'axe nord-sud, tandis que l'Assemblage de Windermere s'étend sur presque toute la longueur de la Cordillère. Les volcanites se rencontrent uniquement dans les assemblages de Purcell (Belt) et de Windermere (voir les chapitres 5 et 6).

Assemblages de Purcell (Belt) et de Wernecke

Les volcanites des «Laves de Purcell» (Daly, 1912; Høy, 1979) et de la Formation de Nicol Creek (McMechan et al., 1980) sont interstratifiées de siltite dolomitique et d'argilite près du sommet de l'Assemblage de Purcell (Belt). Elles comprennent des coulées de laves massives ou amygdalaires, localement en coussins, interstratifiées de grès volcaniques et de tufs. Les laves sont des basaltes et andésites microporphyriques à plagioclase, chloritisés et séricitisés. Des données chimiques limitées (McMechan et al., 1980) suggèrent une affinité alcaline fortement potassique. Les coulées datent d'environ 1 075 à 1 200 Ma et couvrent une grande étendue dans le centre de la chaîne Purcell, où leur épaisseur cumulative atteint 750 m. De nombreux dykes de diabase ainsi que des filons-couches épais et étendus des Intrusions de Moyie recoupent les strates sédimentaires sous-jacentes à ces laves (Reesor, 1958). Certains dykes et filons-couches pourraient être des équivalents hypovolcaniques des Laves de Purcell, mais d'autres sont nettement plus anciens (1 433 Ma) et pourraient être contemporains de la mise en place de plutons de granodiorite dans la partie ouest du bassin (Reynolds, 1984).

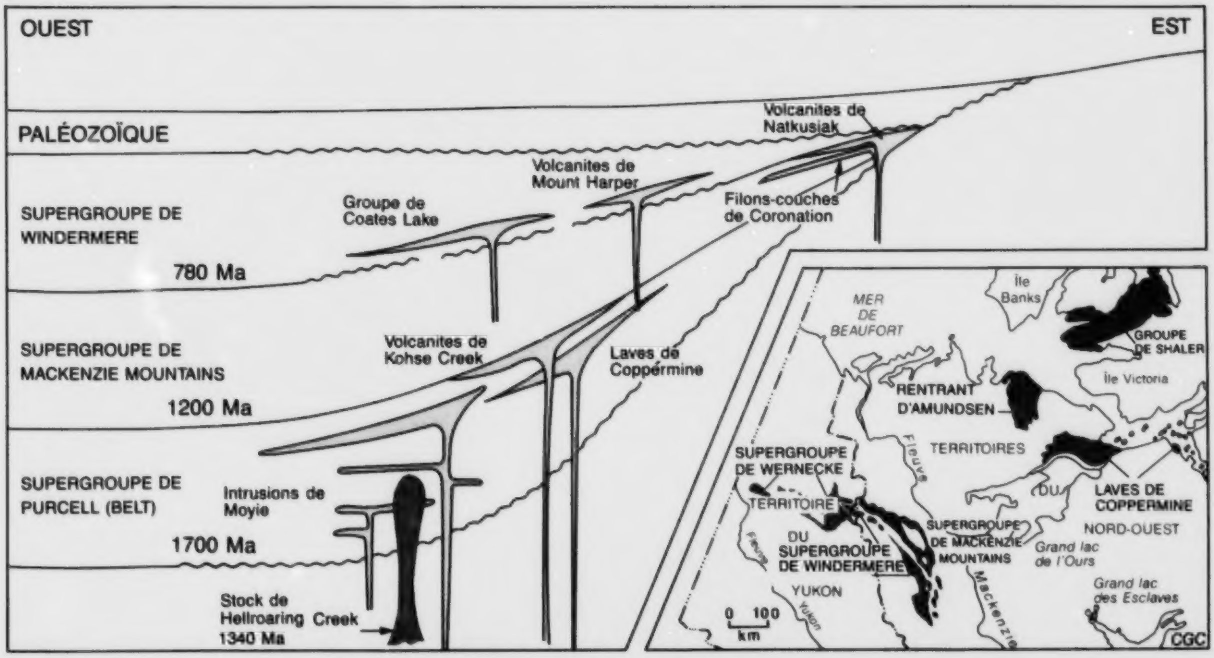


Figure 14-1. Coupe schématique montrant les relations stratigraphiques de certaines roches ignées du Protérozoïque dans l'ouest de l'Amérique du Nord. La carte de localisation dans le carton montre la distribution des roches protérozoïques dans le nord-ouest du Canada. (Modifié de Young et al., 1982).

Dans les monts Wernecke, l'Assemblage de Wernecke est une succession sédimentaire épaisse, vraisemblablement corrélative de l'Assemblage de Purcell (Belt), qui est surmontée en discordance par les Volcanites de Kohse Creek à la base du Groupe de Pinguicula (fig. 14-2; Eisbacher, 1981). La succession volcanique passe de plusieurs centaines de mètres de coulées basiques à intermédiaires et de hyaloclastites, au sud, à des laminites silicoclastiques, au nord. L'âge des roches est inconnu, mais elles pourraient être aussi jeunes que les volcanites basales du Supergroupe de Windermere dans l'est des monts Mackenzie. Une activité volcanique ou la formation de diatrèmes pourraient avoir accompagné la mise en place des mégabrèches intrusives dans le Supergroupe de Wernecke (Bell, 1986).

À l'est des monts Wernecke, des strates contemporaines de l'Assemblage de Purcell (Belt) recouvrent les régions intérieures du craton dans le rentrant d'Amundsen (fig. 14-1), où des coulées basaltiques du Groupe de Coppermine reposent en concordance sur des sédiments clastiques et des dolomies du Protérozoïque moyen. Ces coulées de laves aphyriques ont une épaisseur cumulative d'au moins 3 600 m. Chaque coulée a entre 15 et 60 m d'épaisseur et ne présente aucune variation lithologique apparente dans l'ensemble de l'empilement volcanique. De nombreuses analyses chimiques confirment la faible variabilité de la composition de ces roches, qui est transitionnelle entre les séries tholéiitique et alcaline, suggérant une source mantellique relativement non appauvrie.

Les laves basiques des assemblages de Purcell (Belt), de Wernecke et de Coppermine sont largement contemporaines de l'Intrusion de Muskox et des laves de Keweenawan (de 1,07 à 1,1 Ga), de la discordance présente à la base du Supergroupe de Mackenzie Mountains et de l'Essaim de dykes de Mackenzie à orientation NW-SE qui traverse le Bouclier canadien sur toute sa largeur. Cet ensemble étendu d'intrusions basiques, d'extrusions et de structures connexes pourrait s'être développé sur une période de 200 Ma. Il est évident qu'il ne représente pas un événement unique, mais plutôt un long intervalle ponctué de nombreux épisodes de distension accompagnée de la montée de magma basique non évolué, alcalin et tholéiitique, d'origine mantellique. L'absence de volcanites et d'intrusions felsiques suggère que le taux de distension et de production de magma était lent et n'a pas provoqué une ascension asthénosphérique suffisamment importante pour faire fondre les roches de la croûte inférieure ou produire des rifts bien définis.

Assemblage de Windermere

La formation de failles de distension et le volcanisme mineur associé marquent le commencement de l'accumulation de l'Assemblage de Windermere (fig. 14-1 et 14-2). Dans les monts Mackenzie, des coulées de basalte altéré du Groupe de Coates Lake, dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 50 m, semblent être contemporaines des dykes et filons-couches de diabase à orientation NNW qui recoupent les strates sous-jacentes du Supergroupe de Mackenzie Mountains et donnent des âges par isochrone Rb/Sr d'environ 780 Ma (Armstrong et al., 1982). Les dykes occupent des failles préexistantes qui pourraient être associées au rifting responsable de l'accumulation de l'Assemblage de Windermere.

Dans le centre est de l'Alaska, des strates équivalentes à l'Assemblage de Windermere sont attribuées à la partie supérieure du Groupe de Tindir (Young, 1982). L'unité basale discontinue comprend jusqu'à 200 m de basaltes en coussins amygdalaires et localement des brèches volcaniques et des tufs cuprifères. Les analyses chimiques suggèrent une affinité tholéiitique.

Dans les monts Ogilvie, dans le centre ouest du Yukon, les roches du Protérozoïque supérieur comprennent le Complexe volcanique de Mount Harper (Roots, 1982, 1983; Thompson, sous presse), qui représente une des séquences les mieux conservées des volcanites de l'Assemblage de Windermere dans la Cordillère. Le complexe (fig. 14-2) couvre une superficie de 105 km^2 et renferme jusqu'à 1 200 m de volcanites non altérées et non déformées, qui reposent sur une dolomie semblable à celle du Groupe de Pinguicula et supportent la dolomie de la Formation de Jones Ridge du Cambrien inférieur. La stratigraphie met en évidence trois phases de volcanisme mafique séparées par deux épisodes d'activité explosive qui ont produit des matériaux éruptifs intermédiaires et felsiques. Les roches mafiques constituent la plus grande partie de l'empilement volcanique; elles comprennent un faciès subaquatique et, moins abondant, un faciès subaérien. Les laves en coussins et les hyaloclastites du faciès subaquatique sont associées à des dépôts épiclastiques dérivés de versants voisins, tandis que les laves massives à débit en prismes du faciès subaérien sont associées à des brèches de sommet de coulées oxydées et scoriacées et à des couches de cendres et de pyroclastites contenant des bombes à noyau non volcanique. Du vaste bouclier subaquatique qu'il était, l'édifice volcanique est devenu un cône émergent qui s'est élargi par suite de l'accumulation de dépôts épiclastiques provenant de l'érosion de ses versants et de la formation de dépôts hyaloclastiques à la limite de l'eau. Les volcanites intermédiaires et felsiques affleurent uniquement dans le sud du complexe, où des coulées et dômes gris clair à texture, sphérulitique et à phénocristaux de quartz ou de feldspath, sont associés à des successions épaisses de coulées pyroclastiques soudées. La présence de dépôts de blocs épiclastiques en association avec les volcanites suggère que le volcanisme a coïncidé avec la formation de failles normales à orientation nord-ouest. L'analyse U/Pb sur le zircon provenant des coulées de Harper à phénocristaux de quartz et de feldspath donne un âge de 777 Ma (Thompson, sous presse), ce qui est très proche de l'âge de ± 770 Ma obtenu par analyse Rb/Sr sur des feuillets de diabase dans les monts Mackenzie (Armstrong et al., 1982).

Dans les chaînes Columbia et Purcell, dans le sud-est de la Colombie-Britannique, le conglomérat basal du Supergroupe de Windermere (Formation de Toby) est surmonté localement par les volcanites de la Formation d'Irene. Celle-ci se compose de roches vertes andésitiques cisaillées, à grain fin, avec des interstrates de conglomérat et de calcaire. Elle est corrélative des métavolcanites mafiques de la Formation de Huckleberry dans le nord-est de l'État de Washington. Les volcanites donnent des âges K/Ar de 827 à 918 Ma, mais la datation Rb/Sr semble indiquer que ces âges sont trop anciens (Devlin et al., 1985). La Formation de Huckleberry donne un âge Nd/Sm d'environ 762 Ma (W.J. Devlin, communication personnelle, 1985).

Des strates protérozoïques contemporaines du Supergroupe de Windermere affleurent dans plusieurs

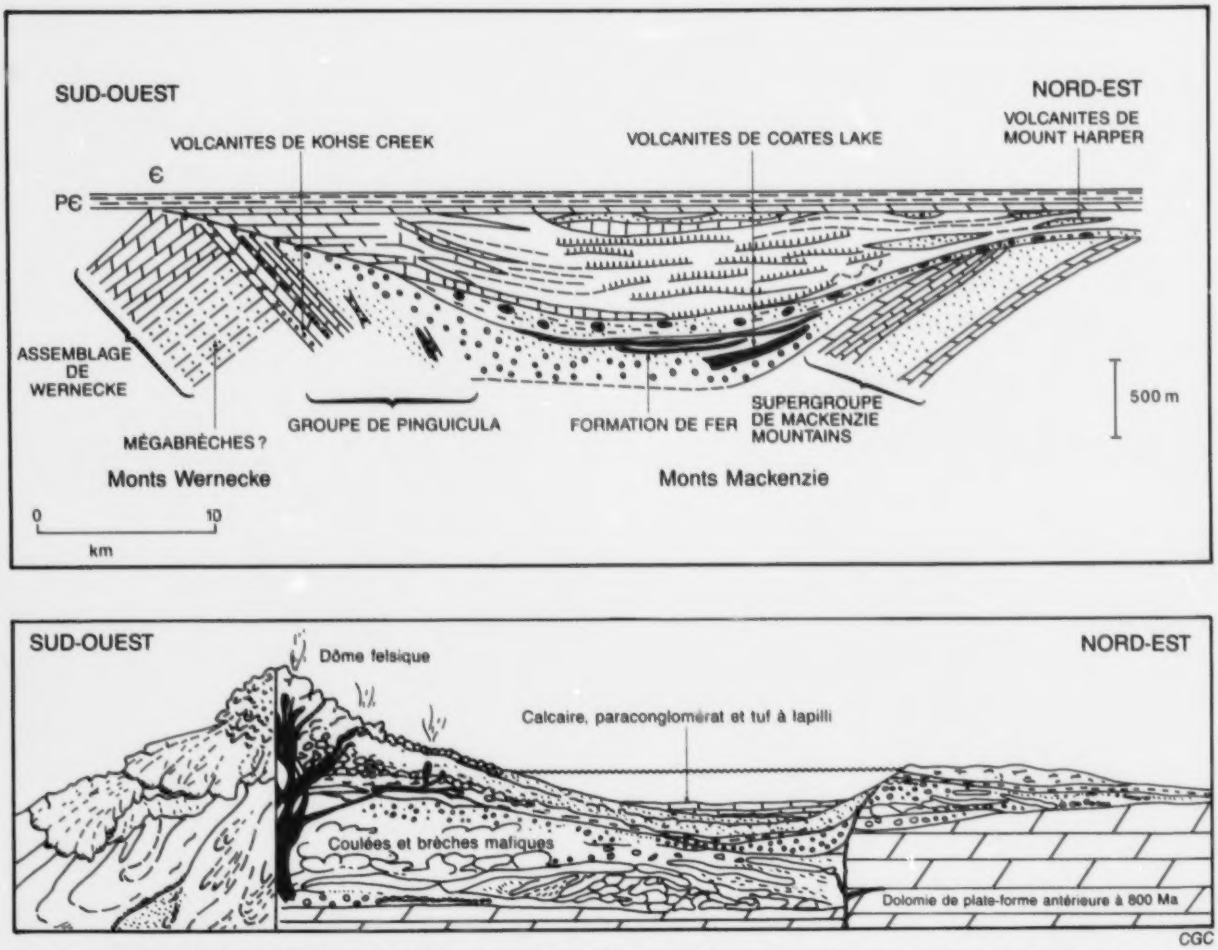


Figure 14-2. Reconstitution schématique des positions relatives des volcanites de Kohse Creek, de Coates Lake et de Mount Harper, dans une coupe du Supergroupe de Windermere comprise entre la partie est des monts Wernecke et les monts Mackenzie. Le détail au-dessous est une interprétation du développement du bassin au cours d'une phase tardive du volcanisme de Mount Harper. (Tiré de Roots et Moore, 1982)

culminations structurales et métamorphiques du Domaine d'Omineca (Evenchick et al., 1984). Des successions de roches clastiques métamorphisées sont présentes dans les chaînons Sifton et Deserters et sont interstratifiées de puissantes séquences d'amphibolite qui dérivent vraisemblablement de volcanites mafiques. La rareté des volcanites felsiques associées pourrait être attribuée à l'érosion plutôt qu'à la non-effusion. Si un volcanisme felsique important s'est produit à l'époque de l'accumulation du Supergroupe de Windermere, il a dû se concentrer au-dessus des culminations ignées et métamorphiques en évolution, où les chances de survivre à l'érosion étaient négligeables. Les volcanites felsiques du Complexe de Mount Harper pourraient être uniques en ce qu'elles n'ont pas été soulevées ni affectées par l'érosion syntectonique qui a fait disparaître l'infrastructure des centres magmatiques plus grands et plus vigoureux sur la longueur de la zone de Windermere.

Assemblages de roches volcaniques du Paléozoïque

Les volcanites basiques du Paléozoïque se rencontrent partout dans la succession miogéoclinale. Cependant, le volcanisme remonte en grande partie à deux intervalles longs: Cambrien tardif-Dévonien précoce et Dévonien tardif-Carbonifère précoce.

Paléozoïque inférieur

Dans le rentrant de Misty Creek, qui s'allonge vers le nord dans le nord du bassin de Selwyn, les volcanites de la Formation de Marmot (fig. 14-3) sont interstratifiées de roches clastiques et, accessoirement, de carbonates de l'Ordovicien moyen-Dévonien inférieur (Cecile, 1982). La formation se compose de tufs à lapilli et de brèches basaltiques, de coulées amygdalaires massives, de filons-couches

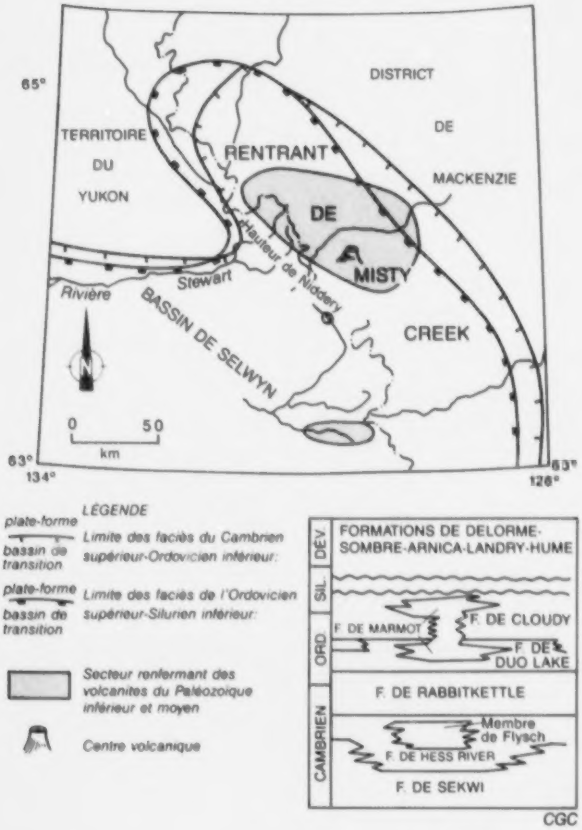


Figure 14-3. Carte schématique de la distribution des roches volcaniques du Paléozoïque inférieur-moyen dans le rentrant de Misty Creek, sur la bordure nord du bassin de Selwyn. La coupe stratigraphique au-dessous montre les relations entre les volcanites de la Formation de Marmot et les sédiments du bassin. (D'après Cecile, 1982).

et d'un peu de brèches grossières et de brèches de coussins. Souvent, une seule unité de refroidissement, dont l'épaisseur va de un à plusieurs dizaines de mètres, représente toute la formation. Cependant, dans le sud-ouest du rentrant, une coupe anormalement épaisse (500 m) de brèche proximale et de conglomérat volcanique est associée à des filons-couches et des dykes. Dans sa partie inférieure, l'empilement volcanique se compose principalement de hyaloclastite comportant une brèche tufacée grossièrement stratifiée, des laves en coussins et des coulées basaltiques amygdalaires et blocailleuses. Les brèches dévitrifiées ont souvent un ciment de boue calcareuse ou argileuse, typique des pépérites associées aux monts sous-marins où se sont produits des épanchements de basalte dans des bassins marins. Au centre volcanique, la moitié supérieure de la formation se compose principalement de conglomérat volcanique et de calcaire fossilifère, qui indiquent une diminution de la profondeur de l'eau et une érosion de l'édifice volcanique. Les basaltes de la Formation de Marmot contiennent des phénocristaux de biotite primaire, et les analyses chimiques (Goodfellow et al., 1980) confirment leur nature alcaline, ce qui indique qu'ils proviennent d'un milieu de rift.

Plus loin à l'ouest, dans les monts Ogilvie, les volcanites du bassin de Selwyn datent de l'Ordovicien précoce, du moins localement, et se composent de coulées de laves basiques séricitisées, de brèches tufacées, de dépôts de cendres et de lapilli stratifiés ainsi que de coulées de débris, dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 2 000 m (Roots, 1982). Les roches clastiques comprennent des pépérites déposées avec des mudstones calcaires, et des scories subaériennes. Les laves vacuolaires forment des coulées massives présentant des brèches de sommet de coulée ou, plus souvent, des accumulations en coussins discontinues. La forte densité des vacuoles et la chloritisation abondante semblent indiquer que ces matériaux se sont accumulés dans un milieu marin peu profond. La distribution des roches suggère des régions sources étroites, fissurales, associées à une distension de la croûte en profondeur. Des empilements volcaniques construits rapidement pourraient avoir émergé par endroits.

Dans le sud des monts Pelly, Gordey (1981) a reconnu 450 m de basalte dans le Groupe de Kechika, qui s'échelonne du Cambrien supérieur à l'Ordovicien. La succession se compose de coulées, de pyroclastites et de sédiments dérivés. Le basalte comprend des variétés avec et sans augite, localement avec des amygdales remplies de calcite ou de chlorite. Les analyses chimiques donnent des résultats qui sont peu dispersés sur le diagramme AFM et groupés dans le domaine alcalin sur le diagramme alcalis/silice. Selon Gordey (1981), les basaltes et les tufs proviennent de centres locaux et sont interdigités de pélites marines du même âge. Le basalte forme des accumulations locales épaisses qui pourraient avoir émergé.

Les assemblages décrits ci-dessus ne représentent que trois des nombreux assemblages basaltiques locaux qui constituent des lithologies mineures dans les strates du Paléozoïque inférieur et moyen au Yukon et dans le nord-est de la Colombie-Britannique. Les épaisseurs vont normalement de quelques mètres à plusieurs décamètres, et les unités sont latéralement discontinues. Des assemblages volcaniques basiques se rencontrent dans des strates de l'Ordovicien moyen et du Cambrien inférieur dans le sud des monts Mackenzie (Gabrielse et al., 1973); dans la Formation de Rabbitkettle (Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur) de la région de Nahanni (Gordey et al., 1982); dans des roches du Cambrien inférieur de la région de la rivière Coal, dans le sud-est du Yukon (Gabrielse et Blusson, 1969); dans des strates de bassin et de plate-forme de l'Ordovicien moyen dans le nord-est de la Colombie-Britannique (Thompson, 1976; Cecile et Norford, 1979); en association avec de la barytine exhalative dans un shale de l'Ordovicien moyen, de la région de la rivière Akie (McIntyre, 1981); avec une séquence silurienne de shale-dolomie-calcaire dans la partie ouest des Rocheuses à l'est de Prince George (Campbell et al., 1973); dans des calcaires cambriens dans les monts British, dans le nord du Yukon (Norris, 1974); en association avec des strates de bassin du Paléozoïque inférieur dans le nord-ouest du bassin de Selwyn (Green, 1972); avec des carbonates du Cambrien moyen, de l'Ordovicien et du Silurien sur la plate-forme d'Ogilvie (Green, 1972); en association avec des strates de bassin du Paléozoïque inférieur partout dans le chaînon Anvil près de la rivière Ross (Tempelman-

Kluit, 1977a; Gordey, 1983); et au sud-ouest de la faille de Tintina dans les monts Pelly (Tempelman-Kluit, 1977a, b; Gordey, 1981). Les volcanites sont rares dans les strates miogéoclinales du Paléozoïque inférieur, dans le sud-ouest de la Cordillère. Des métavolcanites basiques, amygdalaires et en coussins, sont présentes dans le Groupe de Hamill (Cambrien inférieur) à plusieurs endroits dans le nord de la chaîne Selkirk (Lane, 1977). Des schistes à chlorite et magnétite et des métatufs se rencontrent localement. L'association de volcanites avec des grès feldspathiques et des conglomérats suggère une accumulation synsédimentaire dans un milieu de rift (Devlin et Bond, 1984; Bond et al., 1985).

Les diatrèmes de composition ultrabasique alcaline qui se rencontrent dans le «rentrant de White River», dans les Rocheuses du Sud, recoupent principalement des carbonates et des grès de l'Ordovicien et du Silurien; localement, ils passent à des strates pyroclastiques et volcanoclastiques (Pell, 1987). Les roches sont riches en minéraux mafiques, y compris le clinopyroxène et l'augite. Elles ont toutes été mises en place près de l'accore (zone de transition de la plate-forme au talus continental) du Paléozoïque inférieur du miogéoclinal de la Cordillère, et elles suggèrent une période de distension s'échelonnant de 435 à 440 Ma.

Le terrane de Cassiar, que l'on considère comme un lambeau déplacé du protocontinent nord-américain, comprend des membres de basalte et d'agglomérat présents localement dans les calcaires argileux et les shales calcareux du Groupe de Kechika (Cambrien supérieur-Ordovicien inférieur). Dans les monts Pelly, aux endroits où les volcans sont le mieux développés, l'épaisseur de ces membres peut atteindre 450 m. En général, les roches sont profondément altérées, mais les analyses d'échantillons relativement non altérés indiquent que leur composition est celle d'un basalte à olivine alcalin relativement pauvre en potassium (Gordey, 1981). Les volcanites pourraient s'être formées dans un rift le long de la marge externe du miogéoclinal.

Paléozoïque supérieur

Le dernier, et le plus étendu, des épisodes de rifting ayant affecté le miogéoclinal remonte au Dévono-Mississippien. Par endroits, un prisme épais de roches clastiques constituées de grès à granules à éléments de chert, le Groupe d'Earn, repose en discordance sur des roches plus anciennes du miogéoclinal. Des assemblages de roches volcaniques associés à ce groupe se rencontrent à plusieurs endroits dans les monts Pelly.

Dans le sud des monts Pelly, Gordey (1981) a décrit une succession de coulées volcaniques et de turfs acides, d'interstrates de shale qui a au moins 1 700 m d'épaisseur. Les volcanites reposent sur une dolomie du Silurien supérieur-Dévonien moyen le long d'une zone à orientation nord-ouest, dans le terrane de Cassiar. Le shale intercalé dans les volcanites ressemble au shale du Groupe d'Earn. L'unité volcanique se compose à plus de 60 % de tuf et de brèche fine, la grosseur des clastes étant fréquemment inférieure à 5 cm. Les roches à structure fluidale sont aphanitiques et contiennent de petits phénocristaux de feldspath alcalin. Le chimisme de cette suite diffère nettement de celui des basaltes plus anciens de l'Ordovicien et du Silurien. La teneur en silice va de 60 % à 75 % et, dans les diagrammes AFM et alcalis-silice, les résultats sont groupés dans les domaines typiques des suites alcalines ou hyperalcalines sursaturées, associées à des zones de rift continental.

Mortensen (1981) a décrit une séquence très variée de tuf felsique, de brèche et de coulées dans le Groupe d'Earn, dans la partie centrale des monts Pelly. L'étude isotopique détaillée des coulées et des intrusions associées (Chronic, 1979) donne une isochrone Rb/Sr sur minéraux de 333,0 ± 10 Ma et un âge K/Ar de 319 ± 10 Ma. La succession volcanique est discontinue. L'épaisseur des diverses coulées et unités clastiques varie de 1 à 20 m, et l'épaisseur totale des sections volcaniques, de 100 à 600 m.

Des unités volcaniques de composition intermédiaire forment la partie inférieure et le gros de la succession des monts Pelly. Elles se composent de coulées trachytiques massives, localement amygdalaires, et de tufs. Des feldspaths potassiques et des plagioclases à mâcle d'albite y prédominent et sont souvent les seuls minéraux silicatés; toutefois, une «trachyte sombre» distinctive contient de 12 à 15 % de phénocristaux de riebeckite dans une pâte trachytique composée de feldspath potassique, de plagioclase et, accessoirement, de biotite. La succession intermédiaire est surmontée par une unité étendue de tufs lithiques à cristaux. Ces tufs felsiques ont été émis au cours d'un épisode de volcanisme explosif. Ces dépôts contiennent des fragments de sanidine, un peu de plagioclase et, par endroits, des grains de quartz euédriques, partiellement résorbés. Les centres volcaniques associés sont des massifs intrusifs de syénite bordés de brèches proximales grossières à granulométrie décroissante vers les bords. Les stocks, dômes et filons-couches de syénite et de trachyte sont minéralogiquement identiques aux tufs felsiques. Dans le plus volumineux (12 km sur 4 km) des stocks de syénite, les grains de feldspath potassique atteignent 1 cm de diamètre. La présence de miaroles atteste une mise en place à de faibles profondeurs. Morin (1977) a constaté la nature hypovolcanique des intrusions de syénite à grain grossier dans le chaînon St. Cyr voisin, où des contacts progressifs séparent les coulées de trachyte et les plutons de syénite.

Les volcanites felsiques renferment ou supportent plusieurs types de dépôts exhalatifs formés par convection hydrothermale dans l'empilement volcanique (Morin, 1977; Mortensen et Godwin, 1982). Le chert pyriteux est très répandu, tandis que les horizons de barytine et de formation de fer pyriteuse sont beaucoup plus limités.

Des brèches de diatrème et des dykes ultrabasiques alcalins percent les roches miogéoclinales du Cambrien supérieur-Permien dans les chaînons occidentaux et principaux des Rocheuses (Pell, 1987; Ijewliw, 1986). Leur mise en place est antérieure à la déformation jura-crétacée et semble associée au rifting survenu le long de la marge continentale au cours de l'approfondissement du bassin miogéoclinal. Au moins un des diatrèmes est une véritable kimberlite contenant des xénolites de lherzolite à grenat et à spinelle et des xénolites granitiques qui indiquent la présence d'un socle continental sous la succession miogéoclinale.

Roches volcaniques du terrane péricratonique de Kootenay

Le terrane péricratonique de Kootenay forme une zone relativement continue de roches très déformées qui ont été

chevauchées vers l'est sur la succession miogéoclinale déplacée et sont elles-mêmes chevauchées par des terranes plus jeunes à l'ouest. Il comprend des séquences volcaniques dans le Groupe de Lardeau du Paléozoïque inférieur (Formation de Jowett) et dans le Groupe de Milford du Carbonifère inférieur et supérieur (Assemblage de Keen Creek). Chacune de ces successions volcaniques se compose de laves tholéiitiques en coussins à phénocristaux de pyroxène, de coulées, de roches vertes tufacées et de conglomérat volcanique associé à du chert. Les unités volcaniques sont interstratifiées de roches clastiques à grain fin et de carbonates et, malgré une déformation plus profonde, sont analogues aux volcanites de rift qui se rencontrent dans la succession miogéoclinale (Formation de Marmot et Groupe d'Earn). Cependant, les laves basiques situées près du sommet du Groupe de Lardeau pourraient être corrélatives des volcanoclastiques de type arc qui se trouvent plus loin à l'ouest dans la Formation d'Eagle Bay et qui donnent un âge U/Pb de 387 Ma. Il existe aussi des vestiges d'un arc magmatique du Paléozoïque tardif plus à l'ouest dans le terrane de Slide Mountain (Groupe de Kaslo) et dans la Quesnellie. À cet endroit, la Formation de Mount Roberts (Permo-Carbonifère) comprend un conglomérat à cailloux avec des clastes de volcanites basiques et felsiques ainsi que du quartz et du feldspath grossier, ce qui suggère comme origine un archipel ou une source cratonique.

VOLCANISME DANS LES TERRANES ACCRÉTÉS

Une grande partie des roches couvrant l'intervalle du Dévono-Mississippien au Jurassique supérieur dans la Cordillère occidentale se sont accumulées non pas sur la marge continentale, mais plutôt dans des arcs et des bassins situés plus au sud et à l'ouest. Le collage actuel de la Cordillère occidentale résulte de la réunion de ces terranes éloignés du protocontinent nord-américain en blocs de plus grandes dimensions, de l'accrétion à l'Amérique du Nord des superterranes ainsi produits, et de leur fragmentation ultérieure par le jeu de failles coulissantes. Les volcanites d'origine mantellique qui se trouvent dans ces terranes sont très éloignées de leur zone d'enracinement où se sont formés leurs magmas parentaux, et les volcanites felsiques de provenance crustale sont isolées de leur milieu tectonique d'origine, malgré une juxtaposition possible à leurs protolites.

Assemblages du Protérozoïque-Paléozoïque inférieur

Sauf de rares exceptions, les roches les plus anciennes qui affleurent dans les terranes datent du Paléozoïque tardif ou du Mésozoïque; toutefois, des roches du Précambrien supérieur affleurent dans le terrane d'Alexander, des roches dévoniennes à un endroit dans la Stikinie, et des roches pouvant remonter au Silurien dans le Groupe de Sicker de l'île de Vancouver (Wrangellie).

Volcanisme dans le terrane d'Alexander

Des roches volcaniques dont l'âge s'échelonne du Cambrien tardif à l'Ordovicien précoce sont interstratifiés au sein des roches fossilifères les plus anciennes du massif St. Elias. Dans la région de Dezadeash, les volcanites de «Field Creek» (Campbell et Dodds, 1982c) comportent au moins 1 600 m de coulées épaisses d'andésite et de basalte à phénocristaux de plagioclase, avec par endroits des sommets rouges oxydés et, plus rarement, des brèches volcaniques et des laves en coussins multicolores. Elles sont interstratifiées de carbonates, de conglomérats à cailloux et de faibles quantités de grès tufacés renfermant des brachiopodes du Cambrien tardif. L'assemblage a pu s'accumuler dans un milieu subaérien et marin peu profond.

Dans les chaînons Donjek et Alsek du massif St. Elias, des sédiments volcanoclastiques étendus du Paléozoïque précoce, dont l'épaisseur atteint au moins 2 000 m, sont interstratifiés de couches carbonatées peu épaisses, associées localement à des lentilles de volcanites basiques et recoupés par des dykes, des filons-couches et de petits plutons basiques (Campbell et Dodds, 1982a, b, c, 1983a). Une partie des volcanites basiques pourrait constituer un faciès équivalent aux volcanites de «Field Creek», mais une autre partie, apparemment plus récente, passe vers le haut et s'interdigie localement à la partie basale des carbonates fossilifères de l'Ordovicien inférieur. Dans le massif St. Elias, dans l'ouest du Yukon, l'assemblage du Paléozoïque précoce est en partie corrélatif du Groupe de Wales et de la Formation de Descon du sud-est de l'Alaska; il pourrait représenter un complexe d'arc volcanique marin.

Assemblages du Paléozoïque supérieur

Les volcanites forment une grande partie des successions du Paléozoïque supérieur dans tous les terranes accrétés. Des volcanites d'origine océanique prédominent dans les terranes de Slide Mountain et de Cache Creek, tandis que des roches d'arc caractérisent la Quesnellie, la Stikinie et la Wrangellie.

Terrane de Slide Mountain

Le terrane de Slide Mountain (fig. 14-4) comprend trois allochtones principaux : l'Allochtone d'Anvil au Yukon et dans le nord de la Colombie-Britannique, l'Allochtone de Sylvester dans le centre nord de la Colombie-Britannique, et l'Allochtone de Slide Mountain dans le centre sud de la province.

L'Allochtone d'Anvil du Protérozoïque supérieur (Tempelman-Kluit, 1979) est un complexe ophiolitique cisaillé formé de basalte localement coussiné, de péridotite serpentinisée et de gabbro altéré, qui représente probablement un lambeau d'une croûte océanique disloquée. Il repose sur le vaste Allochtone de Nisutlin et supporte l'Allochtone de Simpson en de nombreux endroits; localement, les divers allochtones sont complètement interfoliés. Les roches de Nisutlin comprennent de la cataclasite siliceuse, de l'ardoise et des volcanites intermédiaires et basiques. L'allochtone sommital, celui de Simpson, se compose de cataclasite granitique qui pourrait constituer la racine déformée d'un arc volcanique dévono-mississippien (Mortensen, 1981).

Les allochtones d'Anvil et de Nisutlin sont vraisemblablement des équivalents des roches sédimentaires et volcaniques moins métamorphisées qui se trouvent dans l'ouest du Yukon et la partie contiguë de l'Alaska, où la présence, dans le terrane de Yukon-Tanana, de massifs de gneiss oeillé du Mississippien précoce (Dusel-Bacon et Aleinikoff, 1985) suggère l'association de la succession

ophiolitique d'Anvil avec un arc magmatique du Paléozoïque précoce. Selon Dusel-Bacon, la corrélation du gneiss oeillé alaskien et de massifs similaires au Yukon atteste l'existence, au Mississippien précoce, d'une zone plutonique de 400 km de longueur.

Dans le centre nord de la Colombie-Britannique, l'Allochtone de Sylvester (Gordey et al., 1982; Harms, 1984) comprend des cherts, des roches vertes, des gabbros et des roches clastiques et ultramafiques s'échelonnant du Dévonien supérieur au Trias, qui ont été charriés sur des strates autochtones ou parautochtones du protocontinent nord-américain après le Trias. Des gabbros et des basaltes recoupent souvent les cherts et les argilites, d'où cette suggestion que l'Allochtone de Sylvester serait non pas une simple ophiolite tectoniquement perturbée, mais plutôt un assemblage complexe de sédiments océaniques, de volcanites et d'intrusions hypovolcaniques (couche 1) dont la mise en place aurait été contemporaine d'un épisode de déformation en régime compressif. Les volcanites sont typiquement saussuritisées, mais la présence de structures doléritiques et de reliques d'andésine et de labradorite dans des échantillons contenant de l'oligoclase ou de l'albite secondaire suggère que les roches vertes de Sylvester étaient à l'origine des basaltes ou des andésites à pyroxène (Gabrielse, 1963).

Une intrusion de tonalite donnant un âge sur zircon de 288 Ma (Permien) recoupe au moins une des nappes de charriage de l'Allochtone de Sylvester. L'analyse U/Pb de zircons provenant d'un massif de granite dans une de ces nappes donne un âge de 277,5 Ma (R.R. Parrish, communication personnelle, 1986). Ces âges confirment que certaines des failles de chevauchement de l'Allochtone de Sylvester sont de beaucoup antérieures à la mise en place de l'allochtone et suggèrent la présence d'un arc magmatique calco-alcalin au Paléozoïque tardif à l'ouest ou à l'intérieur du bassin océanique de Sylvester (fig. 14-4). La présence d'un faciès mineur de grauwacke quartzeux dans certaines digitations de l'Allochtone de Sylvester donne à penser que le quartz détritique provient d'un arc ou d'un archipel à l'ouest, ou encore du craton nord-américain à l'est.

Une succession ophiolitique située dans la région du ruisseau Nina, dans la chaîne Omineca, et datant probablement du Permien, se compose de basalte massif et variolitique, localement coussiné, de tuf à grain fin et de petits massifs cisaillés et serpentinisés de péridotite et de gabbro (Gabrielse, 1975).

À l'extrémité nord du Complexe métamorphique de Shuswap, le Groupe de Slide Mountain comporte une succession imbriquée de coulées basiques en coussins, de chert, d'argilite et de filons-couches de diabase (Formation d'Antler) qui sont vraisemblablement corrélatifs des basaltes et des sédiments marins associés de la Formation de Fennell, dans le centre sud de la Colombie-Britannique, et des volcanites basiques du Groupe de Milford situées à proximité. Des roches similaires font partie des groupes de Kobau, de Knob Hill, de Chapperon et d'Anarchist, dans le sud du Domaine intermontagneux.

L'Assemblage de Slide Mountain se compose de basalte en coussins, de chert, d'argilite, de diabase et de péridotite serpentinisée, qui suggèrent une affinité ophiolitique, bien qu'aucune succession ophiolitique complète n'ait été reconnue. Selon Read (1976), certaines des roches ultramafiques pourraient faire partie de filons-couches différenciés. En outre, divers auteurs interprètent différemment la composition chimique des laves. D'après Monger (1977a), l'analyse des éléments majeurs des volcanites des groupes de Sylvester et d'Anvil Range révèle la prédominance de basaltes qui, sur le diagramme AFM, se groupent dans le domaine des ophiolites observées en milieu continental, tel que défini par Bailey et Blake (1974). Par opposition, la diabase de la région du ruisseau Nina qui est apparemment comagmatique des coulées est remarquablement pauvre en potasse et relativement riche en titane, ce qui est caractéristique d'un basalte abyssal pauvre en potassium (Gabrielse, 1975). Hall-Beyer (1976) s'est penché sur le problème fondamental que pose l'utilisation des alcalis comme discriminants chimiques dans les roches altérées; il a montré que presque tous les résultats des analyses exécutées sur des roches du terrane de Slide Mountain sont groupés dans le domaine océanique du diagramme TiO_2-K_2O-P_2O_5 établi par Pearce et al. (1975). Ces résultats, alliés à une teneur en potasse relativement faible et bimodale (0,13 % et 0,30 %, comparativement à une moyenne de 0,14 % pour les tholéiites océaniques et de 0,40 % pour les tholéiites d'arc insulaire), tendent à démontrer que la suite dans son ensemble reflète la géochimie du plancher océanique plutôt que celle des arcs insulaires. D'après Aggarwal et al. (1984), les roches vertes corrélatives de la Formation de Fennell sont caractéristiques des basaltes alcalins et transitionnels. Elles abondent en phénocristaux d'augite enrichie en Al et en Ti et d'amphibole riche en titane, éléments typiques des basaltes alcalins et transitionnels de formation récente dans des îles océaniques ou des monts sous-marins.

La faille de Whitewater divise les volcanites du Groupe de Kaslo (Klepacki et Wheeler, 1985). Les unités de la nappe de charriage inférieure comprennent des laves tholéiitiques en coussins à phénocristaux de pyroxène, des coulées et des roches vertes tufacées interstratifiées de tufs cherteux. La base de la nappe de charriage supérieure se compose de roches ultramafiques sur lesquelles reposent des sédiments clastiques et une succession épaisse de laves en coussins. L'unité ultramafique représente vraisemblablement un fond océanique formant le socle de la nappe de charriage supérieure du Groupe de Kaslo.

Quesnellie

Dans le centre sud de la Colombie-Britannique et le nord de l'État de Washington, les roches océaniques du terrane de Slide Mountain sont bordées à l'ouest par la Quesnellie, où les roches du Paléozoïque supérieur pourraient être des vestiges d'un arc insulaire et d'un complexe de subduction (Okulitch et Peatfield, 1977). Les séquences comprennent des parties des groupes de Harper Ranch et d'Anarchist, qui contiennent en abondance des débris clastiques, notamment des grès volcaniques, et accessoirement des coulées andésitiques basaltiques et des pyroclastites. Selon Smith (1974), les grès ont une source andésitique ou dacitique, et la présence de ponce indique que le volcanisme a dû coïncider avec la sédimentation clastique.

Dans le chaînon Lay de la chaîne Omineca, une succession de roches clastiques et volcaniques, dont l'épaisseur peut atteindre 1 000 m, date du Pennsylvanien, du moins en partie; elle comprend des unités épaisses de laves andésitiques à basaltiques, de brèches et de tufs. Les

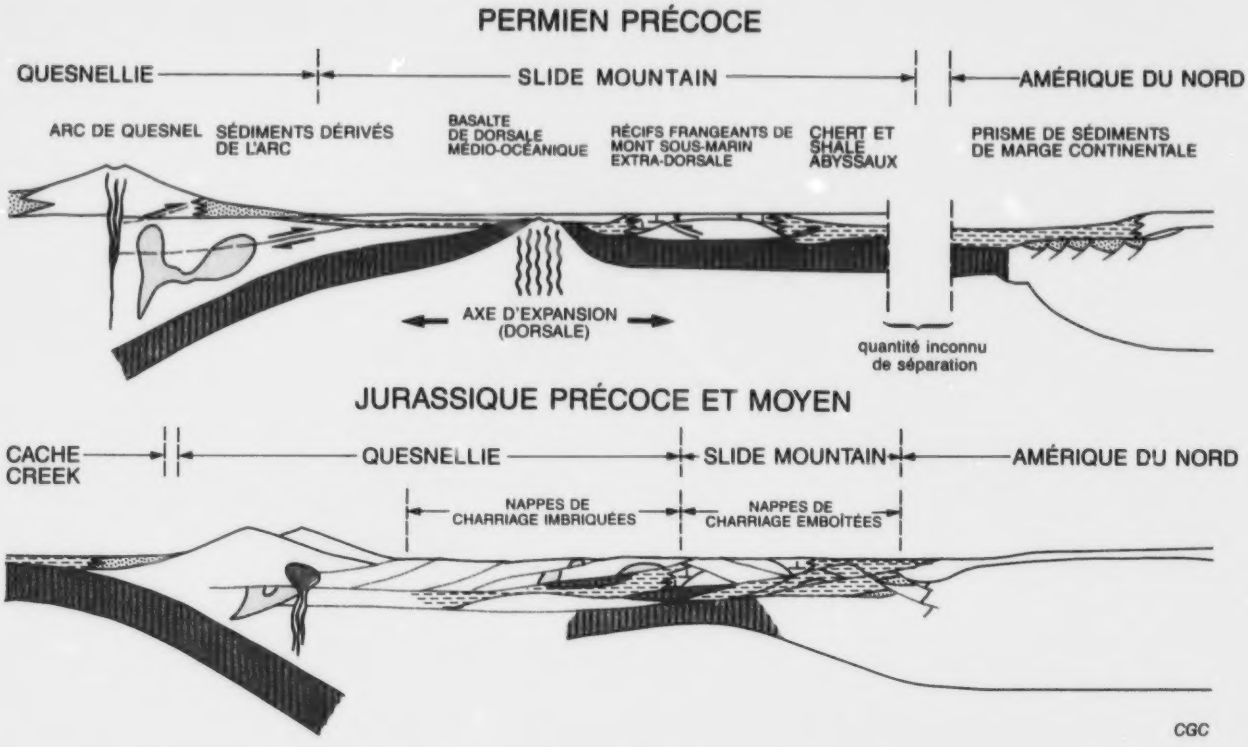


Figure 14-4. Coupes schématiques à travers le centre nord de la Cordillère, illustrant une interprétation de l'origine du terrane de Slide Mountain et de ses liens avec la Quesnellie et la marge continentale.

roches sont attribuées provisoirement au sous-terrane de Harper Ranch.

Ces roches du Paléozoïque supérieur de la Quesnellie pourraient être des vestiges d'un arc volcanique qui était situé à l'ouest du bassin océanique de Sylvester, mais l'étendue originale de l'arc est inconnue. Au sud, il pourrait avoir été la source des lentilles de volcanites felsiques qui sont interstratifiées de sédiments dans la partie inférieure de l'Assemblage de Slide Mountain. La tonalite et d'autres plutonites du Paléozoïque supérieur dans la Quesnellie pourraient constituer le prolongement nord de l'arc. En outre, la tonalite permienne (280-290 Ma) présente dans le terrane de Sylvester, dans le centre nord de la Colombie-Britannique, pourrait être associée à un arc de Quesnel qui était situé à l'ouest du bassin océanique de Sylvester.

Terrane de Cache Creek

Le terrane de Cache Creek (Monger, 1977a, b; Shannon, 1981), dont l'âge s'échelonne du Mississippien tardif au Trias tardif dans la Cordillère septentrionale, et du Pennsylvanien moyen au Jurassique moyen dans la Cordillère méridionale, se caractérise par la présence de masses allongées et discontinues de métabasalte, ainsi que de massifs plus ou moins gros de roches ultramafiques associées à des cherts, à des argilites et, par endroits, à des calcaires d'eau peu profonde. Les volcanites sont principalement des coulées basaltiques localement coussinées, mais il y a aussi des diabases massives et des brèches locales. L'analyse des éléments majeurs donne des résultats qui se groupent dans un domaine transitionnel entre les basaltes alcalins et les tholéiites. Les roches ultramafiques sont des péridotites et dunites inégalement serpentinisées et souvent associées à des roches gabbroïques et ultramafiques à cumulats, à des trondhjémites et à des diabases; toutes ces roches sont métamorphisées à des faciès inférieurs au faciès des schistes verts. Par endroits, elles ont subi des déformations multiples, dont au moins une est associée à un métamorphisme au faciès des schistes bleus.

L'Assemblage de Cache Creek est manifestement d'origine océanique. Les volcanites ont en majeure partie une composition tholéiitique semblable à celle des basaltes typiques de dorsale médio-océanique. Une moindre partie des laves est relativement riche en alcalis et pourrait avoir constitué jadis des monts sous-marins. Dans la région d'Atlin existe une puissante succession basaltique (Monger, 1977a) surmontée par des carbonates qui représentent vraisemblablement un grand complexe constitué d'un platier corallien, d'un récif et d'une lagune. Les âges de l'assemblage carbonaté s'échelonnent du Mississippien tardif au Trias tardif, soit sur une période approximative de 100 Ma; cet assemblage représente une période de stabilité tectonique. La plate-forme volcanique sous-jacente se présentait peut-être à l'origine comme un ensemble de gros monts sous-marins extradorsaux que couronnaient localement des atolls. Des calcaires ayant des structures

primaires caractéristiques d'une accumulation en eau peu profonde sont fréquemment associés aux brèches volcaniques et aux cherts. Ils résultent vraisemblement de glissements sous-marins qui se sont produits le long des flancs des atolls volcano-carbonatés pour atteindre des bassins à chert d'eau profonde.

Stikinie

Les roches les plus anciennes de la Stikinie sont des strates paléozoïques (Dévonien précoce-Permien) qui se rencontrent en bordure du bassin de Bowser et probablement aussi dans une grande partie du bassin en subsurface. La succession se compose de coulées de composition basaltique à rhyolitique et de pyroclastites interstratifiées de carbonates, de shales, de grès volcaniques et d'un peu de chert. À l'est du bassin, les carbonates ont été entraînés vers le haut le long des bordures d'intrusions du Mésozoïque et sont donc cisaillés et métamorphisés. Le Groupe d'Asitka, dans la région du ruisseau McConnell, consiste en une séquence de carbonates fossilifères argileux et tufacés du Permien inférieur sur lesquels reposent des basaltes et des rhyolites, ces derniers donnant un âge Rb/Sr de 250 ± 20 Ma. À l'ouest du bassin de Bowser et sur le pic Oweegee, qui forme une boutonnière dans le bassin, les sédiments du Paléozoïque supérieur se caractérisent par des tufs abondants. Les coulées et brèches associées se composent de basalte et d'andésite, avec beaucoup moins de rhyolite que la succession d'Asitka.

La plupart des analyses de laves du Paléozoïque supérieur de la Stikinie donnent des résultats groupés dans le domaine calco-alcalin du diagramme AFM. Ces résultats ainsi que la proportion élevée de tufs et de dépôts pyroclastiques grossiers, de laves subaériennes et de grès volcaniques suggèrent une accumulation dans un milieu d'arc. La Stikinie est bordée de contacts tectoniques sur tout son périmètre, de sorte que l'étendue originale de l'arc parental est inconnue. Cependant, les strates du Pennsylvanien inférieur et plus anciennes qui affleurent dans les nappes de charriage du terrane de Chilliwack, dans le sud de la Colombie-Britannique et le nord de l'État de Washington, comprennent des volcanites basaltiques à dacitiques. Les reconstitutions palinspastiques (Monger, 1977a, b) donnent lieu de croire que ces roches pourraient faire partie d'un arc permien qui était coextensif de la partie sud de la Stikinie.

Wrangellie

Le Paléozoïque affleure uniquement dans l'extrême nord et l'extrême sud de la Wrangellie. En Alaska, les roches du Paléozoïque supérieur du Groupe de Skolai se composent à la base d'une séquence volcanique de basalte, d'andésite basaltique, de coulées mineures d'andésite et de dacite et de pyroclastites, sur laquelle reposent des grès, des argilites, des cherts et des calcaires interstratifiés. Dans la partie adjacente du Yukon et le nord de la Colombie-Britannique, presque partout les roches corrélatives se composent à la base d'une séquence de brèches volcaniques basiques, atteignant environ 1 000 m d'épaisseur et interstratifiées localement de tuf vitreux à fragments lithiques, que recouvrent jusqu'à 800 m de sédiments clastiques fins du Permien inférieur.

Aucune roche volcanique du Paléozoïque n'est reconnue dans les îles de la Reine-Charlotte; toutefois, près de l'extrémité sud de la Wrangellie, des volcanites sont présentes dans les roches du Paléozoïque moyen-supérieur du Groupe de Sicker qui affleurent dans l'île de Vancouver (Muller, 1980b; Sutherland Brown et Yorath, 1985; Brandon et al., 1986). En général, les roches du Groupe de Sicker sont métamorphisées jusqu'à la zone à épidote-actinote, bien que des structures primaires et de rares microfossiles y soient conservés. L'unité basale du Groupe de Sicker comprend au moins 3 000 m d'agglomérat à augite avec des tufs à lapilli, des laves en coussins moins abondantes, des brèches épiclastiques et un peu de chert interstratifiés. Dans le centre de l'île de Vancouver, cette unité basale supporte de 700 à 1 200 m de grès volcanique, de conglomérat, d'argilite cherteuse et d'argilite interstratifiés avec des laves andésitiques en coussins, des tufs à lapilli et des rhyolites à rubanement de coulée. L'unité sommitale du Groupe de Sicker comprend de 100 à 400 m de calcaire à crinoïdes et de moindres quantités de chert et d'argilite. Plus loin à l'est, dans le soulèvement de Nanoose, dans l'est de l'île de Vancouver, des unités corrélatives se composent principalement de roches épiclastiques, de turbidites et de chert avec un peu de calcaire à crinoïdes; ce lien suggère l'existence d'une polarité entre des centres volcaniques à l'ouest et une nappe de roches épiclastiques à l'est. Les 200 à 750 m supérieurs du Groupe de Sicker sont dépourvus de volcanites.

La base du Groupe de Sicker est masquée, mais l'analyse des zircons provenant de plutons de porphyre quartzique synvolcaniques au sein de la succession volcanique inférieure indique qu'elle remonte au moins au Dévonien tardif (362 et 364 Ma). Des conodontes et des radiolaires s'échelonnant du Carbonifère précoce au Permien précoce se rencontrent dans la succession sédimentaire supérieure (Brandon et al., 1986).

Les assemblages de Skolai et de Sicker représentent vraisemblablement des arcs du Paléozoïque moyen-tardif qui se sont développés sur une croûte océanique. Les empilements volcaniques et le socle gabbroïque sous-jacent dans l'axe de l'arc de Skolai semblent avoir été soulevés et érodés au moins une fois au cours du Paléozoïque tardif; il en a résulté des prismes de grès épiclastiques granoclassés qui ont progradé de l'arc sur la croûte océanique dans les bassins d'eau profonde adjacents. Les différences chimiques entre les assemblages de Skolai et de Sicker se traduisent par le fait que l'intervalle des concentrations des alcalis et de la silice est plus large dans le second, ce qui s'accorde avec la plus grande diversité lithologique observée sur le terrain. Les roches de l'Assemblage de Sicker présentent un enrichissment en fer très marqué et représentent vraisemblablement une suite tholéiitique très fractionnée. Les roches de l'Assemblage de Skolai, par contre, ont en grande partie des affinités alcalines, et semblent constituer une suite transitionelle entre les roches tholéiitiques et alcalines, ce qui pourrait s'expliquer par la présence de laves d'arrière-arc. De nos jours, les assemblages de Skolai et de Sicker sont très éloignés l'un de l'autre, mais ils pourraient avoir déjà été coextensifs.

Terrane d'Alexander

Dans le massif St. Elias, dans l'ouest du Yukon, des volcanites et intrusions basiques associées du Paléozoïque

tardif ne se rencontrent que dans les chaînons Kluane, entre les failles de Duke River et de Denali, où elles se présentent dans un mélange tectonique complexe produit par des mouvements de coulissage dextre le long des deux failles (Campbell et Dodds, 1982a, b, c, 1983a, b). Leur stratigraphie, leur épaisseur et leur étendue latérale sont donc inconnues. L'assemblage pourrait comprendre des roches dont l'âge et le terrane d'origine diffèrent. Les roches ont subi un métamorphisme atteignant le faciès des schistes verts intermédiaire, et elles comprennent des gabbros, des diabases, de rares péridotites, ainsi que des coulées et des pyroclastites multicolores d'origine marine et subaérienne. Cet assemblage volcanique est associé à des sédiments marins d'eau peu profonde qui contiennent des macrofossiles du Dévonien moyen-Permien précoce et des conodontes du Dévonien.

Assemblages du Trias

À l'intérieur du superterrane intermontagneux, les groupes de Nicola et de Rossland, dans le sud de la Quesnellie, et les roches du faciès oriental du Groupe de Takla, dans le centre et le nord de la Quesnellie, s'échelonnent du Trias terminal au Jurassique précoce. Le terrane de Cache Creek renferme un assemblage mixte formé de lithologies océaniques et d'arc, où une partie des roches date à peine du Trias tardif. Les volcanites de la Stikinie comprennent le faciès occidental du Groupe de Takla ainsi que les groupes de Stuhini et de Lewes River, dont l'âge s'échelonne du Trias tardif au Jurassique moyen. Dans le superterrane insulaire, les volcanites du Trias supérieur comprennent la Formation de Karmutsen et les Roches vertes de Nikolai de la Wrangellie et une partie du terrane d'Alexander.

Quesnellie

Dans le sud de la Quesnellie, les roches volcaniques et sédimentaires du Groupe de Nicola (Trias supérieur) (Preto, 1977; Mortimer, 1986; Church, 1973) reposent en discordance sur des strates du Paléozoïque supérieur qui se sont accumulées à l'ouest de la plaque océanique de Sylvester au cours d'un épisode antérieur (permien) de volcanisme d'arc.

Des coulées, des brèches et des volcanoclastites calco-alcalines, acides à intermédiaires, ainsi que des volcanoclastites basiques du faciès occidental du Groupe de Nicola semblent intercalées, à l'ouest, dans des roches océaniques du terrane de Cache Creek. Le faciès occidental est un assemblage typique d'arc volcanique, contenant par endroits des ignimbrites et des coulées subaériennes qui indiquent qu'au moins une partie de l'arc était émergée. L'assemblage d'arc volcanique est bordé à l'est par un assemblage de roches volcanoclastiques porphyriques à feldspath et à feldspath et augite, de composition principalement intermédiaire, qui pourraient s'être déposées dans un bassin d'arrière-arc. Plus loin à l'est, le prisme de roches volcanoclastiques est surmonté par un empilement qui s'épaissit à l'est et se compose de laves en coussins relativement alcalines, à phénocristaux d'augite, et de volcanoclastites associées qui constituent le faciès oriental, très étendu, du Groupe de Nicola.

La polarité sédimentologique et chimique caractéristique de l'Assemblage de Nicola suggère qu'il s'agit d'un complexe d'arc calco-alcalin qui s'est formé au-dessus d'une zone de subduction inclinée vers l'est et que bordait à l'est un bassin d'arrière-arc dans lequel s'est épanché un volume considérable de laves alcalines à la même période.

Terrane de Cache Creek

Des blocs rappelant des lithologies reconnues dans le faciès occidental calco-alcalin de l'arc adjacent de Nicola sont présents à l'intérieur du mélange du Groupe de Cache Creek, dans le sud de la Colombie-Britannique. Les roches du faciès des schistes bleus ayant été datées du Trias tardif, le mélange pourrait donc représenter un prisme d'accrétion contemporain du volcanisme de Nicola qui s'est manifesté au-dessus d'une zone de subduction inclinée vers l'est. Plus loin au nord, dans la chaîne Cassiar, des volcanites et volcanoclastites sont interstratifiées de sédiments clastiques et carbonatés de la Formation de Kutcho du Trias supérieur (Thorstad et Gabrielse, 1986). Ces roches, qui comprennent des rhyolites à rubanement de coulée et des tufs siliceux, sont normalement métamorphisées au moins jusqu'au faciès des schistes verts. Des roches corrélatives, de lithologie comparable, se rencontrent aussi dans la chaîne Omineca (assemblage de Sitlika décrit par Monger et al., 1978), et une unité d'andésite et de basalte du même âge repose sur les strates de Cache Creek dans la cuvette de Whitehorse, au Yukon (D.J. Tempelman-Kluit, communication personnelle, 1985).

Stikinie

Des assemblages de roches volcaniques du Trias supérieur sont associés à des roches sédimentaires et intrusives dans le faciès occidental du Groupe de Takla et les groupes de Lewes River et de Stuhini. Ces deux derniers groupes ont leur plus complète expression dans le nord et le centre nord de la Stikinie, tandis que le faciès occidental du Groupe de Takla n'est représenté que sur la marge est de la Stikinie. La présence d'une suture, ou d'une bande intermédiaire de roches du terrane de Cache Creek, entre les faciès occidental et oriental du Groupe de Takla suggère que les roches appartiennent à deux provinces volcaniques distinctes qui ont été séparées par la croûte océanique pendant au moins une partie du Trias tardif (fig. 14-5).

Dans le centre du Yukon, les volcanites de la partie inférieure du Groupe de Lewes River sont interstratifiées de sédiments clastiques dans le faciès occidental de la cuvette de Whitehorse (Wheeler, 1961). Des coulées basaltiques et andésitiques, des brèches et des tufs verts, gris, mauves et noirs, dont l'épaisseur va de 30 m à plus de 300 m, sont associés à des conglomérats et grauwackes grossiers dérivés d'une source à l'ouest. Les brèches, qui contiennent des blocs anguleux pouvant atteindre 1 m de diamètre, sont vraisemblablement proximales par rapport à un terrane volcanique qui était situé à une courte distance à l'ouest. Au Yukon, diastrophisme et plutonisme ont oblitéré la région source du faciès volcanique occidental mais, plus au sud, dans la région de Tulsequah dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, des roches clastiques équivalant aux strates du Trias supérieur de la cuvette de Whitehorse sont bordées à l'ouest par des sections épaisses de coulées de lave proximales et de pyroclastites et volcanoclastites du Groupe de Stuhini. Des andésites et des andésites basaltiques multicolores à phénocristaux d'augite ou de feldspath, et des porphyres de feldspath en

lattes avec des amas radiés de feldspath pouvant avoir jusqu'à 1 cm de diamètre sont présents dans une bonne partie des volcanites du Groupe de Stuhini et des intrusions hypovolcaniques associées. Des coulées andésitiques, des pyroclastites et des volcanoclastites principalement d'origine subaérienne, dont l'épaisseur est d'au moins 3 600 m, affleurent dans l'ouest de la région de Tulsequah, tandis qu'au centre de la région, des sections d'âge et de composition similaires comportent jusqu'à 1 200 m de laves en coussins interstratifiées de volcanoclastites marines qui se sont accumulées dans le prolongement méridional de la cuvette de Whitehorse. Au sud de la région de Tulsequah, la bande de volcanites du Trias supérieur s'allonge vers l'est le long de l'axe de l'arche de Stikine, où des séquences épaisses de grauwacke, de siltstone et de grès volcanique supportent jusqu'à 1 200 m de coulées andésitiques à augite et de coulées d'andésite basaltique, de brèches, de conglomérats polygéniques, de tufs et de quantités mineures d'ignimbrites, diversement colorés. Dans l'arche de Stikine, plusieurs grands plutons du Trias tardif sont vraisemblablement contemporains et en partie comagmatiques des volcanites de Stuhini circonvoisines. À l'extrémité est de l'arche de Stikine, les roches du Trias supérieur du Groupe de Stuhini sont coextensives des roches du faciès occidental du Groupe de Takla, dont l'âge et la lithologie sont comparables. La succession de la zone occidentale du Groupe de Takla a au moins 600 m d'épaisseur et occupe des bassins à orientation sud-est recoupés par la faille de Vital et d'autres failles qui séparent la Stikinie du terrane de Cache Creek et de la Quesnellie. Dans la région du ruisseau McConnell, le faciès occidental du Groupe de Takla englobe trois formations (Monger, 1977c). La formation basale, celle de Dewar, comporte de 700 à 1 500 m de volcanoclastites, de grès, de siltstone et, localement, de shale graphitique, principalement d'origine marine. La formation sus-jacente, celle de Savage Mountain, contient environ 3 000 m de coulées porphyriques à phénocristaux d'augite et de feldspath en lattes, et des pyroclastites. Elle comprend aussi des successions épaisses de laves en coussins, mais sa partie supérieure est principalement d'orine subaérienne et la Formation de Moosevale qui la surmonte comprend 1 600 m de volcanoclastites subaériennes contenant des clastes de porphyre feldspathique, surtout à grain fin.

Ailleurs dans la Stikinie, la composition et l'épaisseur des roches du Trias supérieur varient énormément. Des successions relativement minces de brèches et de coulées à phénocristaux de feldspath en lattes se rencontrent le long du lac Babine, dans les régions de Whitesail et de Nechako, et à la bordure orientale du Domaine côtier. Il n'existe aucune composante volcanique du Trias supérieur dans la région de Terrace et du lac Bowser, au sud de l'arche de Stikine, mais des coulées basaltiques, des tufs et des brèches sont associés à des sédiments clastiques dans la région du lac Taseko, dans l'extrême sud de la Stikinie.

Les relations stratigraphiques suggèrent que l'ensemble formé par le Groupe de Stuhini et le faciès occidental du Groupe de Takla était à l'origine un arc volcanique (arc de Stuhini-Takla occidental) limité au nord-ouest par la cuvette de Whitehorse, dans laquelle se sont accumulés des sédiments volcanoclastiques en provenance d'îles volcaniques et de cheminées volcaniques sous-marines. L'axe sigmoïde de l'arc accuse une direction sud-est au Yukon, puis est le long de la crête de l'arche de Stikine, et finalement sud-est jusque dans la zone de Takla, dans l'est de la Stikinie. L'activité magmatique semble avoir atteint son intensité maximale le long du segment central de l'arche de Stikine, où les successions volcaniques les plus épaisses sont associées à des batholites du Trias tardif.

Toutes les volcanites du Groupe de Stuhini sont calco-alcalines, tandis que celles du faciès occidental du Groupe de Takla sont calco-alcalines ou alcalines. Cette différence de chimisme apparente donne à penser que les volcanites

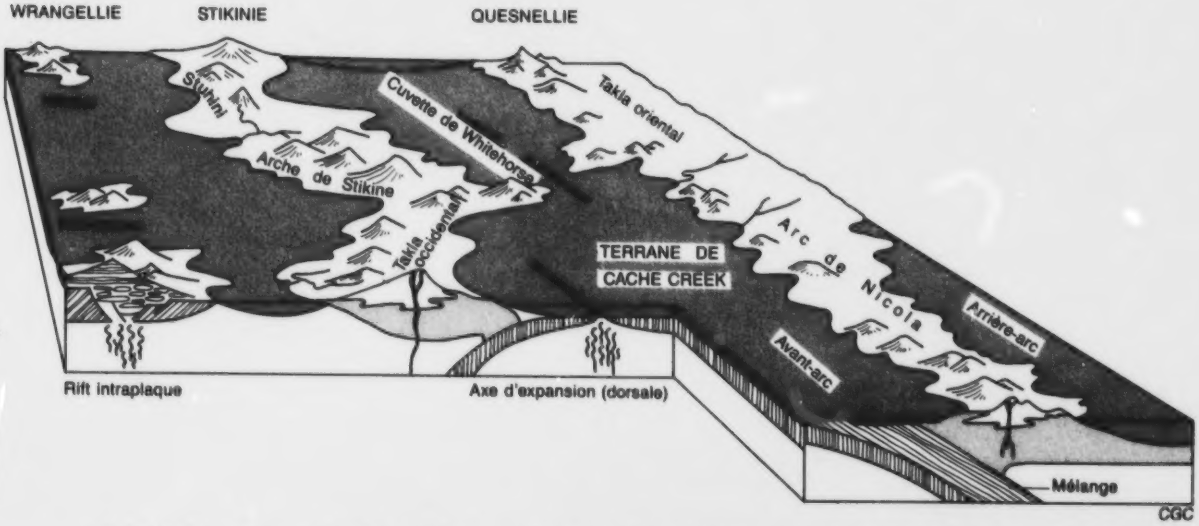


Figure 14-5. Interprétation des relations possibles entre les zones volcaniques et les bassins sédimentaires dans le centre nord de la Cordillère, au Trias tardif. La distance entre la Wrangellie et la Stikinie a probablement été beaucoup plus grande que ne le montre le dessin.

de Stuhini et de Takla ont été éjectées dans des milieux tectoniques différents. Il est raisonnable de supposer que l'arc de Stuhini-Takla occidental s'est développé au-dessus d'une zone de subduction inclinée vers le sud-ouest qui était associée à la fermeture du bassin océanique de Cache Creek. La trace sigmoïde de l'axe magmatique serait le résultat d'angles de convergence différents le long des divers segments de l'arc. D'après T. Richards (communication personnelle, 1985), le volcanisme calco-alcalin volumineux associé au segment central de l'arc résulte d'une convergence orthogonale rapide, tandis qu'une convergence oblique le long des segments de l'arc à orientation sud-est a produit des bassins de transtension (pull-apart) associés à des successions clastiques épaisses et à un volcanisme plus alcalin.

Wrangellie

Les volcanites triasiques de la Formation de Karmutsen, dans l'île de Vancouver et les îles de la Reine-Charlotte, sont corrélatives des Roches vertes de Nikolai de l'Alaska (Muller, 1977a, b; Muller et al., 1974; Sutherland Brown, 1968). Dans l'île de Vancouver, la succession comprend jusqu'à 6 000 m de laves tholéiitiques en coussins, bréchifiées et stratifiées, qui reposent sur un socle de roches volcaniques et sédimentaires du Paléozoïque et, localement, sur des argilites du Trias moyen. Le socle est recoupé de nombreux filons-couches et dykes qui sont les équivalents hypovolcaniques de ces laves. Cette séquence basaltique épaisse s'échelonne du Ladinien tardif au Carnien tardif, donc sur un intervalle d'environ 10 Ma. Le passage des laves en coussins aux laves stratifiées indique que le bouclier basaltique a temporairement émergé. Les laves supportent des calcaires bioclastiques en couches épaisses et minces de la Formation de Quatsino (Carnien supérieur).

Des séquences similaires de basalte du Trias supérieur, recouvertes par des sédiments de plate-forme continentale, se rencontrent partout dans la Wrangellie. Dans les îles de la Reine-Charlotte, la Formation de Karmutsen se compose de laves basiques sous-marines, de roches clastiques apparentées, de dykes, de filons-couches et d'un peu de calcaire, et dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 4 - 300 m (Sutherland Brown, 1968). Les Roches vertes de Nikolai, qui lui sont corrélatives, ont 1 000 m d'épaisseur dans le massif St. Elias, et jusqu'à 3 500 m d'épaisseur dans la partie adjacente du sud-est de l'Alaska. À la différence de la Formation de Karmutsen, l'empilement de Nikolai se compose en grande partie de coulées subaériennes mais, comme l'autre, il supporte un calcaire récifal. Dans toute la Wrangellie, le volcanisme de Karmutsen-Nikolai a produit de vastes plates-formes sous-marines de basalte tholéiitique qui, par endroits, ont émergé pour être à nouveau submergées. Au fur et à mesure de leur submersion, les édifices volcaniques ont été recouverts d'abord de calcaire, ensuite de sédiments clastiques fins.

De par sa composition tholéiitique et son épaisseur considérable, l'Assemblage de Karmutsen-Nikolai semble avoir été à l'origine un plateau océanique produit par le rifting de séquences d'arc paléozoïques plus anciennes (Muller, 1977b; Jones et al., 1977; Barker et al., 1985).

Terrane d'Alexander

Des volcanites du Trias supérieur se rencontrent sporadiquement dans le massif St. Elias, dans l'ouest du Yukon et la partie adjacente de l'Alaska. Dans le nord-ouest de la région de la rivière Tatshenshini, elles sont attribuées informellement au «Complexe volcanique de Tats» (Gammon et Chandler, 1986). Selon MacIntyre (1984), cette succession est au-dessus et interstratifiée de séquences à turbidites et de calcaires du Trias supérieur. Elle se compose de laves mafiques en coussins, de moindres quantités de coulées andésitiques amygdalaires et, accessoirement, d'argilite calcaire, de chert, de siltstone et de tuf andésitique; son épaisseur totale va de 2 700 à 4 700 m. Elle recèle des conodontes du Norien précoce-moyen (M.J. Orchard, communication personnelle, 1985). Les volcanites sont d'affinité calco-alcaline à alcaline. La composition de la succession et son association étroite avec des turbidites et d'autres sédiments clastiques grossiers suggèrent qu'elle s'est accumulée dans un milieu d'arc/arrière-arc. D'après MacIntyre (1986), la succession s'est déposée dans rifts étroits associés à des centres d'accrétion océanique le long d'un réseau de failles transformantes analogue à celui qui existe actuellement dans le golfe de la Californie. Le gisement voisin de sulfures massifs (Cu, Co, Au, Ag, Zn) de Windy Craggy pourrait être le produit d'un système hydrothermal associé à l'éruption des «Volcanites de Tats».

Dans le sud-ouest de la région de la rivière Tatshenshini, une séquence épaisse de volcanites principalement basiques est isolée du «Complexe volcanique de Tats», mais pourrait en être en partie contemporaine. Ces volcanites ont subi un métamorphisme général jusqu'à la zone à chlorite et se composent de coulées basaltiques et andésitiques, de rhyolites, de tufs et, accessoirement, d'ardoises calcaires, de siltstones et de carbonates interstratifiés (MacIntyre et Schroeter, 1985). Les sédiments renferment des conodontes du Trias tardif(?) et du Dévonien(?). La succession volcanique a une composition bimodale et contient une proportion relativement plus élevée de roches acides, dont certaines renferment des gîtes polymétalliques de sulfures massifs et de barytine. Tout comme les «Volcanites de Tats», elles présentent des affinités calco-alcalines et alcalines et ont dû faire éruption dans un rift associé à des failles transformantes. Les roches acides pourraient avoir été éjectées sous la forme de fraction magmatique différenciée riche en volatils, formée dans des réservoirs crustaux hypovolcaniques (MacIntyre, 1986).

Assemblages du Jurassique

Dans la Quesnellie, les roches volcaniques jurassiques comprennent les volcanites de Rossland et une partie du Groupe de Nicola. Dans la Stikinie, divers assemblages de roches volcaniques et volcanoclastiques du Jurassique sont attribués collectivement au Groupe de Hazelton. Dans la Wrangellie, les principaux assemblages volcaniques jurassiques englobent certaines parties du Groupe de Bonanza et du Groupe de Yakoun (un peu plus jeune) dans l'île de Vancouver et les îles de la Reine-Charlotte, respectivement. Dans chacun de ces terranes, un hiatus au début du Jurassique est suivi d'un épisode de volcanisme (Jurassique précoce et moyen), d'une période d'accumulation régionale de shale et, enfin, d'un épisode de soulève-

ment accompagné du dépôt de matériaux clastiques marins et non marins dans des bassins marginaux (Tipper et Richards, 1976; Tipper, 1984) (fig. 14-6).

Quesnellie

Après un hiatus qui couvre toute la période du Trias terminal au Jurassique précoce, le volcanisme reprend dans le sud de la Quesnellie avec l'éruption des volcanites sinémuriennes de Rossland (Beddoe-Stephens, 1982). La succession se compose d'unités inégalement métamorphisées d'agglomérats, de conglomérats, de laves et de roches volcanoclastiques, interstratifiés avec des shales et des siltstones marins. Les laves vont des ankaramites riches en augite à des andésites à phénocristaux de plagioclase qui ont pu se former dans un arc insulaire. La suite, qui comprend des roches sous-saturées en silice, n'est pas strictement calco-alcaline. Le magma primaire a pu se former dans le manteau supérieur. Les compositions hautement ankaramitiques et porphyriques pourraient s'expliquer par une fusion sous une pression d'environ 20 kilobars suivie d'une cristallisation fractionnée. Tout comme les roches sous-jacentes du Groupe de Nicola, ces laves sont normalement des basaltes à phénocristaux d'augite, mais le front volcanique du Jurassique a quitté la zone de Nicola en se déplaçant vers l'est, en direction du continent. Dès le Jurassique moyen, l'axe du magmatisme s'était déplacé encore plus loin à l'est; des plutons du Jurassique moyen (de 173 à 182 Ma) recoupent le terrane de Slide Mountain et empiètent localement sur le continent nord-américain. Bien qu'aucun équivalent éruptif de ces plutons ne soit conservé, ces derniers constituent vraisemblablement l'expression finale d'un front magmatique qui a migré vers l'est à travers la Quesnellie entre le Trias précoce et le Jurassique moyen.

Des volcanites mafiques et légèrement alcalines, à phénocristaux d'augite, qui ressemblent aux volcanites des groupes de Nicola et de Rossland, se rencontrent dans le faciès oriental du Groupe de Takla (Trias supérieur-Sinémurien), dans le centre et le nord de la Colombie-Britannique. L'arc du Mésozoïque précoce s'est donc vraisemblablement étendu le long de la Quesnellie, au moins sur toute la longueur de la Colombie-Britannique.

Stikinie

Les volcanites jurassiques de la Stikinie font partie du Groupe de Hazelton. Leur distribution rappelle celle des roches des groupes de Lewes River et de Stuhini et du faciès occidental du Groupe de Takla qui ont fait éruption au Trias tardif; toutefois, à l'exception d'une petite région dans le sud-ouest de la chaîne Côtière, un hiatus étendu sépare les deux assemblages. Tout comme au Trias, l'arche de Stikine, qui avait alors été un site de magmatisme, et l'arche de Skeena ont conservé un relief relativement positif; le volcanisme s'y est concentré pendant presque tout le Jurassique et une grande partie des débris clastiques et volcanoclastiques qui comblent les cuvettes de Whitehorse et de Hazelton en proviennent (fig. 14-6).

Les volcanites du Groupe de Hazelton s'échelonnent du Sinémurien précoce au Bajocien précoce. Au nord de 57°N, près de l'arche de Stikine, les roches de cet âge sont attribuées aux volcanites de Toodoggone et à la Formation de Takwahoni.

La Formation de Takwahoni s'échelonne du Pliensbachien supérieur au Bajocien inférieur. C'est principalement un assemblage sédimentaire clastique qui, par endroits, atteint 3 350 m d'épaisseur et qui comprend des conglomérats à gros blocs contenant des clastes de roches volcaniques et granitiques du trias. Les débris proviennent d'un arc triasique soulevé qui longeait l'arche de Stikine, et ils se sont accumulés dans les parties ouest et sud-ouest de la cuvette de Whitehorse. Des quantités mineures de coulées d'andésite et d'andésite basaltique ainsi que des pyroclastites sont interstratifiées de conglomérats proximaux grossiers près de la base de la Formation de Takwahoni; cela indique une reprise du volcanisme le long de l'axe de l'arche de Stikine peu après le soulèvement et l'érosion des assemblages d'arc de Lewes River-Stuhini du Trias supérieur.

Au sud-est de l'arche de Stikine, les roches volcaniques jurassiques font partie des volcanites de Toodoggone, qui englobent une grande diversité de roches volcaniques issues de plusieurs cheminées volcaniques entre le Pliensbachien précoce et le Bajocien précoce. Dans la région de la rivière Toodoggone (Diakow, 1984), des coulées de dacite et de latite porphyriques et des pyroclastites d'origine subaérienne et de mer peu profonde sont associées à des plutons granitiques et à de nombreux massifs hypovolcaniques de petite dimension du Jurassique précoce. Les sédiments tufacés renferment des fossiles toarciens, et des analyses K/Ar sur biotite et hornblende des volcanites donnent des âges allant de 182 à 204 Ma (Diakow, 1985). L'assemblage, qui s'échelonne du Sinémurien au Bajocien inférieur, comprend au moins 700 m de coulées de lave subaériennes, de coulées de cendres et de pyroclastites de retombées. La présence d'interstrates de conglomérat et de sédiments clastiques à grain plus fin indique que le volcanisme a coïncidé avec le soulèvement et le remaniement périodique des membres volcaniques. En outre, la présence, en bordure des dépôts subaériens, de carbonates tufacés, de roches clastiques à grain fin et de tufs siliceux témoigne de courtes périodes de stabilité tectonique.

Plus à l'ouest, les volcanites de Toodoggone englobent au moins trois assemblages distincts: (1) un assemblage du Pliensbachien précoce qui occupe un bassin à orientation nord-ouest près du lac Cold Fish, dans la région de Spatsizi, où au moins 600 m de rhyolite, de dacite, d'andésite et un peu de coulées basaltiques et de pyroclastites sont interstratifiés avec des sédiments fossilifères; (2) un assemblage toarcien de tufs, de brèches et de coulées, de composition andésitique, basaltique et rhyolitique, interstratifiés avec des sédiments fossilifères, qui recouvre la partie centrale de l'arche de Stikine; et (3) un assemblage bajocien de basalte et d'andésite basaltique qui forme une ceinture discontinue autour des parties nord et ouest du bassin de Bowser et qui est souvent associé à des shales fossilifères du Bajocien inférieur.

La succession volcanique indique que les éruptions pyroclastiques ont diminué d'importance dans le temps. On distingue au début une phase éruptive majeure qui a produit des nappes de coulées de cendres et des dépôts de retombées, au milieu une phase d'activité volcanique sporadique caractérisée par des tufs calcareux bien stratifiés et, en dernier, une phase marquée par des épanchements de lave majeurs.

La succession principalement andésitique du Pliensbachien inférieur qui s'observe dans la région de

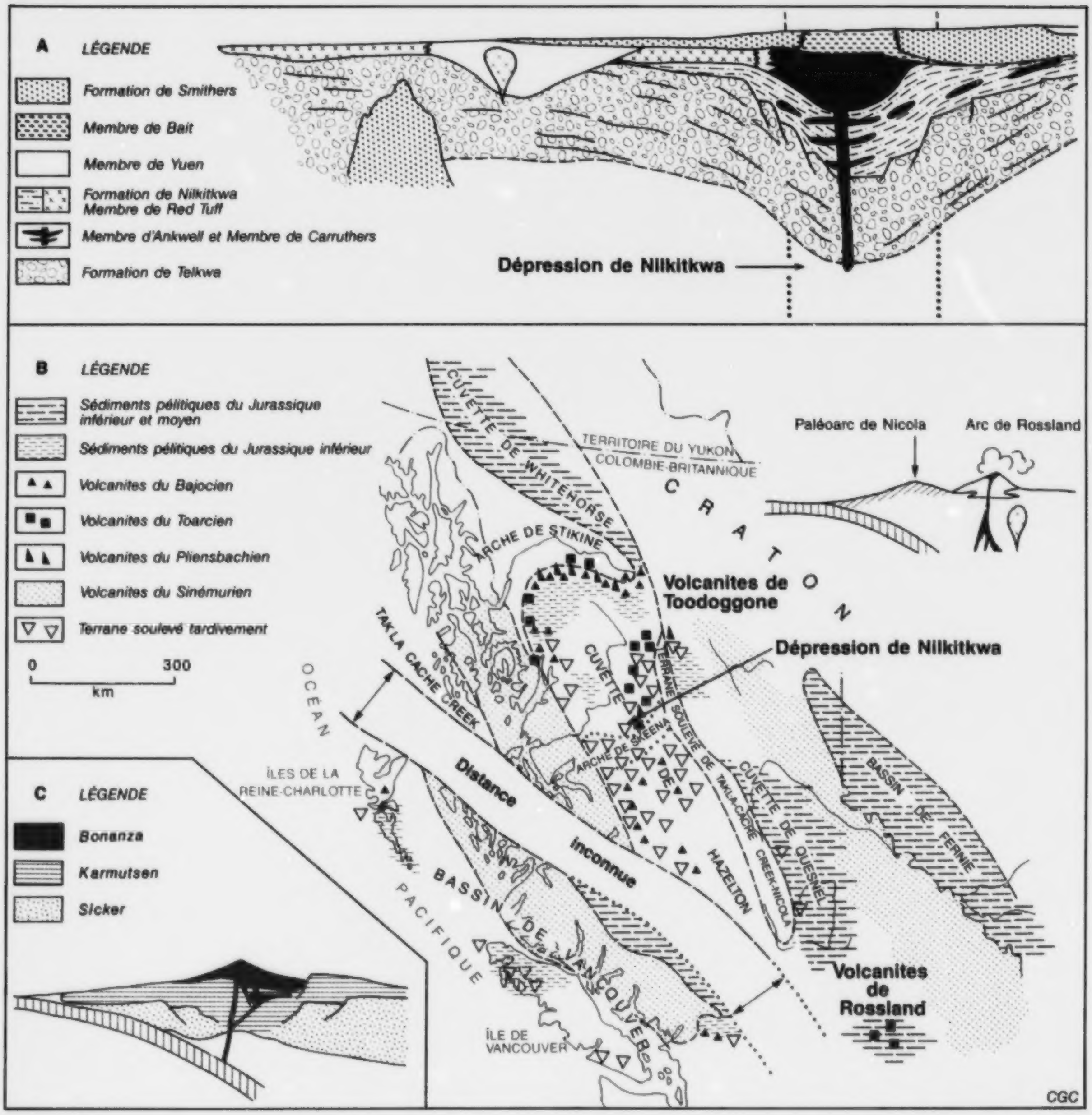


Figure 14-6. Carte schématique (B) et coupes interprétées (A et C) illustrant la distribution et le milieu tectonique des volcanites du Jurassique en Colombie-Britannique. (Modifié de Tipper et Richards, 1976).

Spatsizi se compose de coulées andésitiques ou rhyolitiques, de brèches et de pyroclastites, y compris des coulées de cendres soudées. L'éruption de ces matériaux pourrait avoir coïncidé avec la subsidence de bassins d'orientation nord-ouest limités par des failles, dans lesquels se sont accumulés des sédiments volcaniques et épiclastiques. La stratigraphie des bassins adjacents est souvent différente et, à certains endroits, des massifs rhyolitiques tabulaires et probablement comagmatiques occupent les zones de failles qui limitent les bassins.

Les volcanites toarciennes proximales sont représentées de façon fragmentaire dans la région de Spatsizi, mais la prédominance, dans le centre de l'arche de Stikine, de coulées de basalte et d'andésite basaltique de cet âge sug-

gère une corrélation avec la partie supérieure de l'empilement de Toodoggone.

L'assemblage du Bajocien inférieur se compose de laves basaltiques et basalto-andésitiques en coussins, de brèches tufacées, de tufs et de siltstones tufacés. Les tufs et brèches tufacées à grain plus fin affleurent sur de grandes étendues et à plusieurs niveaux stratigraphiques dans les sédiments bajociens de la cuvette de Hazelton, tandis que les laves en coussins se limitent à une zone relativement étroite en bordure de la cuvette. À l'ouest de la rivière Iskut, dans la région du ruisseau Telegraph, des shales du Bajocien inférieur reposent sur au moins 1 200 m de grès tufacés et de pépérites gris brunâtre composées de clastes de basalte refroidi rapidement noyés dans une matrice de mudstone calcaire. Un empilement de laves en coussins de 2 600 m d'épaisseur repose sur le shale et s'amincit rapidement au nord; les laves passent à des brèches tufacées et à des pépérites qui rappellent celles de l'unité inférieure. Les laves en coussins et les nappes latérales de brèches tufacées et de pépérites semblent représenter respectivement les faciès proximal et distal des monts sous-marins qui ont fait éruption périodiquement sur la marge d'un bassin à shale en subsidence. La distribution des monts sous-marins sur le pourtour du bassin pourrait marquer le lieu des failles limites le long desquelles la subsidence du bassin de Bowser s'est poursuivie au Jurassique terminal.

Un faciès distal de tufs et de matériaux volcanoclastiques flanque chacun des trois assemblages volcaniques proximaux; ce faciès s'est déposé dans le nord de la cuvette de Hazelton (fig. 14-6) et est interstratifié avec des sédiments du Groupe de Spatsizi.

Au sud de 57°N, près de l'arche de Skeena, le Groupe de Hazelton se subdivise (Tipper et Richards, 1976; Woodsworth, 1979a) en quatre formations majeures, celles de Telkwa, de Nilkitkwa, de Whitesail et de Smithers, dont chacune englobe une pluralité de faciès volcaniques (fig. 14-6a). Le Groupe de Hazelton représente un assemblage de bassin volcanogène d'arc insulaire et d'arrière-arc qui s'est accumulé sur des vestiges soulevés et érodés du Groupe de Takla et qui est finalement devenu le bassin dans lequel s'est déposé le Groupe de Bowser Lake.

La Formation de Telkwa, dont les affleurements, adossés à la chaîne Côtière, s'étendent vers l'est à travers la Stikinie et le long de l'arche de Skeena, forme la majeure partie du secteur sud du Groupe de Hazelton. Les faciès de Howson, de Babine, de Kotsine, de Bear Lake et de Sikanni de la Formation de Telkwa représentent un volcanisme calco-alcalin dans des milieux différents. Chimiquement, le faciès de Howson est une suite calco-alcaline riche en fer et pauvre en alcalis, tandis que les autres faciès sont plus alcalins. Les roches volcaniques les plus abondantes se rencontrent au sud-ouest, où des édifices volcaniques locaux à l'intérieur du faciès de Howson se composent de brèches pyroclastiques rougeâtres, dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 2 500 m. Le foyer de volcanisme devait donc se trouver au-dessus des Intrusions de Topley (fig. 14-6b; voir la fig. 15-1, en pochette), ce qui a provoqué la formation de la protoarche de Skeena. La présence de brèches et de tufs retombées, de dépôts épiclastiques et d'interstrates de coulées de basalte et d'ignimbrites témoigne d'un volcanisme explosif. De vastes étendues de roches zéolitisées entourent souvent les hautes terres volcaniques; ces roches sont produites par l'activité hydrothermale qui a lieu près des cheminées volcaniques. Un bassin large et peu profond flanquait l'arc volcanique à l'est et au nord-est, et des îles existaient là où se sont déposées des roches volcaniques et sédimentaires marines et non marines des faciès de la plate-forme continentale de Babine. Plus loin au nord-est, dans la dépression de Nilkitkwa, les faciès de plate-forme continentale passent rapidement au faciès corrélatif de Kotsine, qui comprend plus de 1 500 m de volcanites sous-marines. La succession marine s'amincit au nord et déborde sur une succession épaisse de volcanites subaériennes rouges du faciès de Bear Lake. La subsidence de la dépression de Nilkitkwa à l'époque de l'accumulation du Groupe de Telkwa pourrait expliquer pourquoi des strates marines recouvrent en avancée (biseau d'aggradation) des volcanites non marines. Sur la marge est de la cuvette de Hazelton, les mouvements ayant affecté les systèmes de failles de Pinchi-Two Lake Creek ont été accompagnés de volcanisme. À cet endroit, il s'est formé un graben dans lequel le faciès de Sikanni s'est déposé; ce graben peut être retracé sur une distance de 80 km.

Le passage brusque de la Formation de Telkwa à la Formation de Nilkitkwa reflète une transgression marine soudaine au Pliensbachien précoce. Seule la partie sud-ouest de la région, où se trouvaient le faciès de Howson et les Intrusions de Topley, deux lithologies contemporaines, est demeurée émergée. Ailleurs, des sédiments tufacés acides et pélitiques d'eau peu profonde se sont accumulés sur une épaisseur de 100 à 150 m sur la plate-forme continentale, et sur plus de 1 200 m dans la dépression de Nilkitkwa. L'éruption de tufs acides, caractéristique du volcanisme dans la dépression de Nilkitkwa, a été interrompue périodiquement par l'épanchement de laves basiques du Membre de Carruthers et a pris fin avec l'effusion de plus de 1 000 m de basalte à olivine alcalin du Membre d'Ankwell qui forme un empilement émergent au sommet de la Formation de Nilkitkwa. Des tufs de retombées à lapilli, de milieu distal (Membre de Red Tuff), associés aux éruptions survenues dans la dépression de Nilkitkwa ou à proximité, peuvent avoir jusqu'à 300 m d'épaisseur dans une grande partie de la cuvette de Hazelton (fig. 14-6), y compris les régions émergentes de Howson et de Babine.

Une transgression marine vers l'ouest a débuté au Toarcien tardif; le Membre de Red Tuff a alors été recouvert par les sédiments clastiques à grain fin de la Formation de Smithers, qui s'échelonne du Toarcien moyen au Callovien inférieur. L'accumulation de ces sédiments a coïncidé avec un épisode de volcanisme mineur qui a entraîné l'édification de monts sous-marins basaltiques flanqués de brèches et de tufs. Une unité de tufs siliceux du Bajocien, qui s'étend sur une vaste étendue et présente un rubanement distinctif, constitue un excellent marqueur stratigraphique dans l'ouest et le nord du bassin de Bowser. La fin du Callovien précoce marque la fin de l'épisode de volcanisme étendu du Mésozoïque et le commencement de l'accumulation de sédiments dérivés de l'érosion de terranes plus anciens que le soulèvement des arches de Skeena et de Stikine a fait affleurer. La présence, dans les régions de Smithers et du lac Whitesail, de couches de tufs interstratifiés de shales et de siltstones du Callovien précoce indique qu'un volcanisme a coïncidé avec la période de sédimentation du Groupe de Bowser Lake au Jurassique moyen et tardif. La seule autre unité volcanique du Groupe de Bowser Lake correspond aux volcanites de Netalzul qui est une succession de brèches, de tufs et de coulées épaisses de composition basaltique ou andésitique, qui s'est accumulée dans

un milieu subaérien ou marin peu profond à l'Oxfordien moyen et au tout début de l'Oxfordien tardif, et qui affleure le long de la marge nord de l'arche de Skeena, dans les régions de Smithers et de Hazelton (Tipper et Richards, 1976). Cette succession volcanique atteint jusqu'à 300 m d'épaisseur et pourrait être associée au jeu de failles qui a eu lieu en bordure de l'arche de Skeena, affectée par un soulèvement rapide au cours de l'Oxfordien moyen.

Wrangellie

Des successions volcaniques du Jurassique sont présentes dans les strates qui reposent en concordance sur le Trias supérieur (Formation de Karmutsen), dans l'île de Vancouver et les îles de la Reine-Charlotte (fig. 14-6c).

Dans l'île de Vancouver, le Groupe de Bonanza, qui couvre l'intervalle du Sinémurien au Pliensbachien supérieur (Muller, 1977a, b), comporte un assemblage varié de volcanites et de volcanoclastites intermédiaires ou acides, notamment des hawaïtes, divers basaltes mineurs, des andésites tholéiitiques, des dacites et des rhyolites, ainsi que des dacites et rhyolites calco-alcalines. La présence de dépôts pyroclastiques étendus suggère que le volcanisme a été largement explosif. Les volcanites sont associées aux Intrusions d'Island, qui s'échelonnent du Jurassique précoce au Jurassique moyen (Northcote et Muller, 1972). Ces plutons et dykes mis en place à faible profondeur se composent de monzonite quartzique et de porphyre quartzo-feldspathique et donnent des âges Pb/Pb de 180 à 190 Ma. Ces résultats, ainsi que d'autres datations, donnent à penser que les Intrusions d'Island représentent les chambres magmatiques et les conduits nourriciers hypovolcaniques des volcanites de Bonanza (Isachsen et al., 1985).

Le Groupe de Bonanza contient une proportion plus forte de roches acides au sud du soulèvement de Cowichan qu'au nord (A. Sutherland Brown, communication personnelle, 1985). Les unités basales, dont l'épaisseur va de 100 à 1 000 m, sont des couches rouges composées de microbrèches ou de brèches à fragments anguleux de la taille des lapilli. Elles sont surmontées par des vitrophyres feldspathiques, dacitiques ou rhyolitiques, ou, sur les flancs du soulèvement, par des brèches tufacées à lapilli arrondis ou des agglomérats andésitiques fins. Les vitrophyres, dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 1 500 m, sont souvent recouverts de coulées de cendres soudées à phénocristaux de feldspath, bien laminées, interstratifiées de tufs à cristaux lithiques de retombées. Des dykes de porphyre feldspathique vert constituent de 30 à 50 % de l'empilement volcanique là où le Groupe de Bonanza est épais, mais sont absents dans le soulèvement de Cowichan. Dans le sud de l'île de Vancouver, la succession de Bonanza contient une proportion élevée de pyroclastites subaériennes qui sont vraisemblablement associées à la formation de caldeiras. La région comprise entre le canal Alberni et le lac Cowichan pourrait avoir été un édifice volcanique unique qui avait ses racines dans un bassin marin mais dont le gros s'est déposé dans un milieu subaérien.

Dans les îles de la Reine-Charlotte, des volcanites du Jurassique sont présentes dans la Formation de Kunga (Sinémurien) et le Groupe de Yakoun (Bajocien précoce) (Sutherland Brown, 1968). Les composantes volcaniques de la Formation de Kunga sont des tufs et shales multicolores interstratifiés localement avec des couches de brèches fines. Aucune roche proximale du Jurassique inférieur n'a été reconnue dans les îles de la Reine-Charlotte. Le Groupe de Yakoun (Cameron et Tipper, 1985) comprend des membres volcaniques dont l'épaisseur cumulative peut atteindre 850 m. Les pyroclastites sont plus abondantes que les coulées et comprennent des brèches andésitiques à phénocristaux de feldspath et de pyroxène et des conglomérats épiclastiques, interstratifiés de tufs à lapilli subaquatiques et de sédiments volcanoclastiques finement laminés (Sutherland Brown, 1968). Certains tufs à lapilli ont une matrice calcareuse qui indique qu'ils ont été éjectés dans une boue carbonatée sous-marine.

Les tufs du Groupe de Bonanza et de la Formation de Kunga de même que le Groupe de Yakoun, qui est légèrement plus jeune, représentent des séquences calco-alcalines d'arc volcanique qui se sont accumulées dans un archipel à partir de centres volcaniques sous-marins et subaériens.

Assemblages du Mésozoïque supérieur et du Tertiaire

Dès la fin du Jurassique, la plupart des terranes de la Cordillère occidentale s'étaient accrétés à l'Amérique du Nord ou s'étaient réunis pour former de grands superterranes. Les seules exceptions sont le terrane de Chugach dans le sud-est de l'Alaska, le Complexe de Pacific Rim dans l'ouest de l'île de Vancouver, et les terranes de Crescent et d'Olympic dans le nord de l'État de Washington et le sud de l'île de Vancouver. Ces quatres petits terranes se sont accrétés à la marge ouest du superterrane insulaire, ou s'y sont développés, au Crétacé terminal ou au Tertiaire.

Terrane de Chugach

Le terrane de Chugach (Helwig et Emmet, 1981) est un étroit prisme de roches du Mésozoïque supérieur et du Tertiaire qui se situe à l'ouest du terrane d'Alexander, dont il se trouve séparé par la faille de Border Ranges. Il pourrait s'être formé beaucoup plus au sud, au large de la côte actuelle de la Colombie-Britannique, et avoir été transporté vers le nord par la plaque Kula au Paléogène. La succession se compose de mélange, de flysch et de basalte s'échelonnant du Crétacé au Tertiaire. Les roches ignées comprennent des intrusions mafiques filoniennes, qui constituent probablement une séquence ophiolitique formée dans un complexe de dorsale à proximité du littoral; elles comprennent également de petits amas de roches volcaniques, qui ne sont pas associés à un centre d'expansion océanique et qui pourraient avoir fait éruption à l'aplomb d'une faille transformante.

Terrane de Pacific Rim

Le terrane de Pacific Rim (Brandon, 1985) est une séquence de mélange du Crétacé inférieur constituant une écaille qui affleure le long de la côte ouest de l'île de Vancouver. Il représente vraisemblablement un prisme d'accrétion formé dans un complexe de subduction du Mésozoïque tardif, et est mis en corrélation avec le terrane de Chugach et le Complexe Franciscain. Cependant, les roches du terrane de Pacific Rim reposent sur une succession de roches volcaniques d'arc du Mésozoïque inférieur qui n'est pas associée à la croûte océanique. Cette situation et d'autres indices donnent à penser que le mélange du terrane de Pacific Rim serait, au lieu d'un prisme d'accrétion, une

accumulation de sédiments perturbés et de blocs de glissements synsédimentaires d'origine locale. Divers mouvements de masse ont transporté ces matériaux jusque dans de petits bassins de talus formés au sein d'une marge de coulissage active à structure complexe.

Terrane de Crescent

Le terrane de Crescent est situé en majeure partie dans le nord-ouest de l'État de Washington, où il se compose d'une succession de laves tholéiitiques en coussins (Formation de Crescent), recouverte d'une séquence de sédiments clastiques s'échelonnant de l'Éocène moyen à l'Oligocène.

Dans l'île de Vancouver, des basaltes corrélatifs de la Formation de Crescent sont attribués au Complexe igné de Metchosin, qui comprend des intrusions basiques comagmatiques du Gabbro de Sooke (Muller, 1980a; Massey, 1986). Le Complexe igné de Metchosin a été entraîné par subduction sous l'île de Vancouver le long de la faille de Leech River à pendage nord. Les volcanites du complexe se composent d'environ 3 000 m de basaltes tholéiitiques en coussins, de brèches et d'un peu de tufs siliceux, sur lesquels reposent environ 1 000 m de coulées amygdalaires rubanées. Des gabbros et leucogabbros massifs et lités passent vers le sommet à un complexe filonien bien développé (Massey, 1986). Un peu de calcaire d'eau peu profonde contenant des fossiles de l'Éocène précoce est présent près du sommet de la succession de laves en coussins. La stratigraphie pseudo-ophiolitique et la nature tholéiitique des laves du Complexe igné de Metchosin suggèrent, en fait de milieu de dépôt, une île émergente dans un bassin de marge transformante (Massey, 1986).

VOLCANISME POST-ACCRÉTIONNAIRE

Le superterrane intermontagneux a été accolé à la marge ouest de l'Amérique du Nord avant la fin du Jurassique; le superterrane insulaire se trouvait à une distance indéterminée à l'ouest. Pendant une grande partie du Jurassique terminal et du Crétacé initial, les deux étaient séparés par un bassin sédimentaire. Une zone volcanique discontinue de polarité inconnue a été active le long de l'axe du superterrane insulaire.

L'activité magmatique du Crétacé moyen est étroitement associée à la formation de failles coulissantes à l'est, et à la fermeture définitive des cuvettes de Dezadeash et de Tyaughton à l'ouest. Le gros de l'accrétion était déjà achevé au Crétacé moyen; les événements magmatiques qui ont eu lieu par la suite, au Crétacé tardif et au Tertiaire, sont associés à la dislocation et à la déformation des terranes accrétés et à leur interaction avec le manteau sous-jacent et les plaques océaniques adjacentes. Les plus vieilles roches océaniques non subduites du bassin du Pacifique remontent au Jurassique précoce. La reconstitution de la position des plaques à partir des bandes magnétiques des fonds océaniques (Engebretson et al., 1984) suggère que l'Amérique du Nord occidentale a été limitée par la plaque Kula, qui se déplaçait vers le nord, pendant presque tout le Crétacé et le Tertiaire précoce; cet intervalle correspond à une période de volcanisme d'arc intermittent dans la Cordillère septentrionale du Canada. Le changement de direction et de vitesse de déplacement de la plaque Kula, vers 56 Ma, coïncide exactement avec le début du magmatisme étendu de l'Éocène dans l'ensemble de la Cordillère.

Magmatisme au Crétacé

L'activité magmatique au Crétacé comporte deux grandes périodes de volcanisme et de plutonisme intenses dans les domaines côtier et d'Omineca, le long de la marge ouest du Domaine intermontagneux et dans le Domaine de l'avant-pays, dans le sud de l'Alberta (fig. 14-7).

Crétacé précoce et moyen

Les volcanites calco-alcalines et les sédiments associés de la zone de Gravina-Nutzotin, au nord, et du Groupe de Gambier, au sud, comprennent des roches qui se sont déposées sur le superterrane insulaire et en périphérie, avant la réunion de celui-ci avec le superterrane intermontagneux. L'Assemblage de Gravina-Nutzotin peut être retracé sur plus de 1 000 km dans le sud-est de l'Alaska, et des roches de l'Assemblage de Gambier sont présentes presque sans interruption à partir des environs de Prince Rupert jusque dans le sud de la Colombie-Britannique, en passant par le Domaine côtier et la partie ouest du Domaine intermontagneux. La similitude des âges et des lithologies suggère fortement que les roches des assemblages de Gravina-Nutzotin et de Gambier appartiennent à la même succession volcano-sédimentaire. L'interruption de la zone au sud-est de Prince Rupert est probablement le résultat d'un épisode plus récent de plutonisme et de soulèvement intenses ayant affecté cette partie du Domaine côtier. La succession de Gravina-Nutzotin (Berg et al., 1972) est à cheval sur la limite entre la Wrangellie et le terrane d'Alexander. Elle comprend des argilites de type flysch et des grauwackes, ainsi que des conglomérats chenalisés et des quantités mineures de sédiments non marins interdigités avec des lentilles de volcanites andésitiques, notamment des laves en coussins à phénocristaux d'augite. Les fossiles indiquent que la sédimentation dans la zone de Gravina-Nutzotin a pu commencer au Jurassique moyen (Bajocien) et se poursuivre avec des interruptions mineures jusqu'à la fin du Crétacé précoce (Albien). Bien que sporadique, le volcanisme est en grande partie postérieur au Valanginien (après 131 Ma). La plupart des laves sont des andésites, mais dans 26 échantillons analysés, la teneur en silice varie de 44,0 à 59,8 % (Berg et al., 1972).

De nombreux stocks et plutons de faible dimension recoupent les roches stratifiées de Gravina-Nutzotin et leur sont étroitement associés; ils se composent principalement de granodiorite mais aussi de monzonite quartzique, de diorite quartzique, de diorite et de monzodiorite. Des complexes ultramafiques zonés, avec des coeurs de dunite et des enveloppes successives de péridotite, de pyroxénite et de gabbro, pourraient aussi être comagmatiques des roches éruptives.

La zone de Gravina-Nutzotin représente vraisemblablement un arc de bassin (Berg et al., 1972). Les roches volcanogènes proximales sont corrélées à l'est avec des cônes sous-marins distaux accumulés dans la cuvette de Dezadeash-Tyaughton, et à l'ouest avec des sédiments marins d'eau profonde déposés à l'extérieur du terrane d'Alexander, qui pourraient être actuellement représentés par des clastes contenus dans le mélange de Chugach. Selon Berg et al. (1972), l'arc de Gravina-Nutzotin était

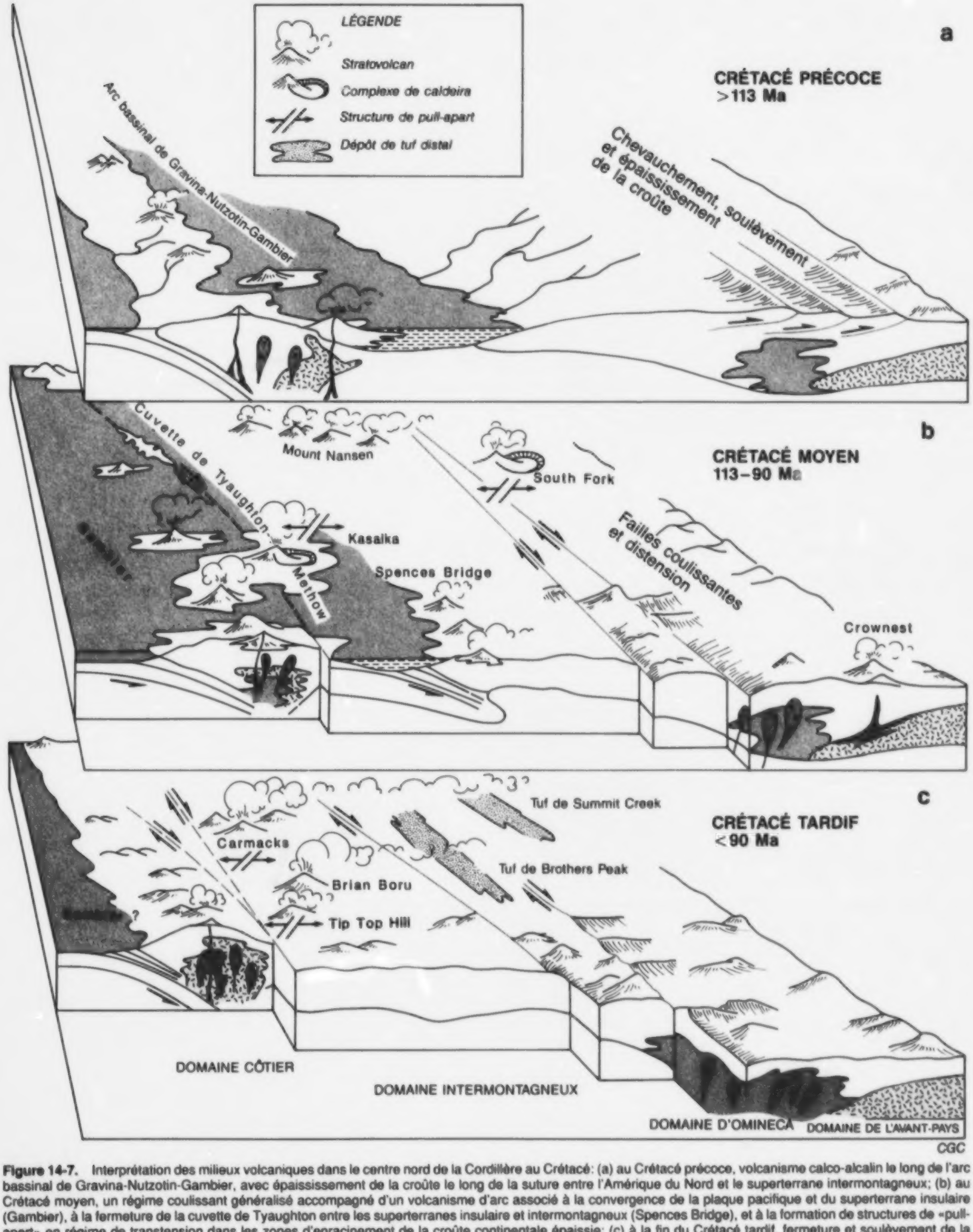


Figure 14-7. Interprétation des milieux volcaniques dans le centre nord de la Cordillère au Crétacé: (a) au Crétacé précoce, volcanisme calco-alcalin le long de l'arc bassinal de Gravina-Nutzotin-Gambier, avec épaississement de la croûte le long de la suture entre l'Amérique du Nord et le superterrane intermontagneux; (b) au Crétacé moyen, un régime coulissant généralisé accompagné d'un volcanisme d'arc associé à la convergence de la plaque pacifique et du superterrane insulaire (Gambier), à la fermeture de la cuvette de Tyaughton entre les superterranes insulaire et intermontagneux (Spences Bridge), et à la formation de structures de «pull-apart» en régime de transtension dans les zones d'enracinement de la croûte continentale épaissie; (c) à la fin du Crétacé tardif, fermeture et soulèvement de la cuvette de Tyaughton et éruption de centres volcaniques isolés en réponse à des régimes de transtension et de «pull-apart» dans le Domaine intermontagneux. (Les intervalles d'âges ne sont qu'approximatifs; les épisodes de Kasalka, de Brian Boru et de Tip Top Hill ont pu se chevaucher.)

génétiquement associé à la subduction qui a provoqué l'accrétion des faciès de la fosse de Chugach (fig. 14-8).

Au sud de Prince Rupert, des roches attribuées au Groupe de Gambier (Heah et al., 1986) affleurent dans le Domaine côtier sous forme de pendentifs, et dans la partie adjacente du Domaine intermontagneux sous forme de séquences stratifiées modérément déformées qui reposent en discordance sur les roches précrétacées de l'Assemblage de Hazelton. Les unités volcaniques les plus abondantes se rencontrent dans la partie inférieure du groupe, où la plupart des analyses K/Ar donnent des âges hauteriviens ou barrémiens. Dans les pendentifs de la chaîne Côtière, une succession à prédominance sédimentaire repose en discordance sur les volcanites. Dans le pendentif du mont Raleigh (Woodsworth, 1979b), des tufs dacitiques, des coulées et des volcanoclastites à grain grossier contenant des clastes granitiques, ainsi que de volcanites felsiques et basiques semblent s'être accumulés dans un bassin instable adjacent à une source volcanique. Dans le sud de la chaîne Côtière (Roddick, 1965), la partie inférieure du Groupe de Gambier a environ 1 800 m d'épaisseur et se compose d'un assemblage complexe de pyroclastites andésitiques, de coulées, de sédiments pélitiques et, dans une moindre mesure, de conglomérats grossiers à débris granitiques. La proportion de volcanites par rapport aux sédiments baisse dans les pendentifs à l'est, et les roches corrélatives à l'est de la chaîne Côtière (Groupe de Relay Mountain) sont principalement des séquences de roches clastiques marines contenant des unités de roches volcaniques mineures qui semblent être les équivalents distaux d'empilements volcaniques préservés dans la chaîne Côtière sous la forme de pendentifs.

Les roches du Groupe de Gambier sont vraisemblablement le produit d'un volcanisme calco-alcalin qui s'est manifesté au Crétacé précoce dans un arc associé à des bassins actifs limités par des failles, dans lesquels se sont accumulées des roches clastiques et pyroclastiques. La cuvette de Tyaughton-Methow limitait l'arc à l'est et séparait le superterrane insulaire de la marge ouest de l'Amérique du Nord récemment développée par accrétion au début du Jurassique moyen.

Crétacé moyen

Le volcanisme responsable de la mise en place des assemblages de Gravina-Nutzotin et de Gambier au Crétacé précoce et moyen a été suivi d'une transgression marine étendue au cours de l'Albien (fig. 14-7). Plusieurs zones volcaniques très éloignées les unes des autres ont été actives pendant ou peu après l'accumulation de ces sédiments. Dans le centre sud du Yukon et l'ouest des Territoires du Nord-Ouest, les volcanites de Mount Nansen, certaines parties de la Formation de Hutshi et les volcanites de South Fork dessinent une vaste zone discontinue qui traverse les domaines intermontagneux et d'Omineca. Dans le sud de la Colombie-Britannique, un épisode volcanique s'est produit approximativement à la même époque et est responsable de l'accumulation des volcanites de Spences Bridge-Kingsvale près de la marge sud-est de la cuvette de Tyaughton. Dans le centre ouest du Domaine intermontagneux, il y a eu éruption des volcanites du Groupe de Kasalka au Crétacé moyen et mise en place des Intrusions de Bulkley et d'autres intrusions connexes au Crétacé tardif. Dans le sud-ouest du Domaine de l'avant-pays en Alberta, l'éruption des volcanites alcalines de la Formation de Crowsnest est approximativement contemporaine de la mise en place d'intrusions trachytiques voisines.

Domaine de l'avant-pays

La Formation de Crowsnest (Ricketts, 1982) consiste en un assemblage de volcanites alcalines qui s'observe uniquement dans la partie est du bassin de Fernie, dans le sud-ouest de l'Alberta. L'empilement volcanique atteint une épaisseur maximale de 425 m, puis s'amincit rapidement et passe progressivement au grès et au shale de la partie supérieure du Groupe de Blairmore, avec lesquels il est interstratifié. La présence d'une flore typique de la partie supérieure du Groupe de Blairmore et les datations K/Ar (96 Ma) placent ces roches à l'intérieur de l'Albien. Les volcanites sont principalement des dépôts pyroclastiques et épiclastiques associés à de rares coulées et roches intrusives. Les laves se sont présumément épanchées en dômes; ceux-ci se sont bréchifiés en se refroidissant, puis se sont effondrés pour former des lahars.

Les clastes et les laves se composent principalement de trachyte riche en sanidine et accessoirement de phonolite à analcime et de blairmorite (phonolite à phénocristaux d'analcime). L'analcime représente vraisemblablement une phase ignée primaire, et les magmas primaires pourraient s'être formés par fusion de la croûte à une profondeur d'environ 25 km.

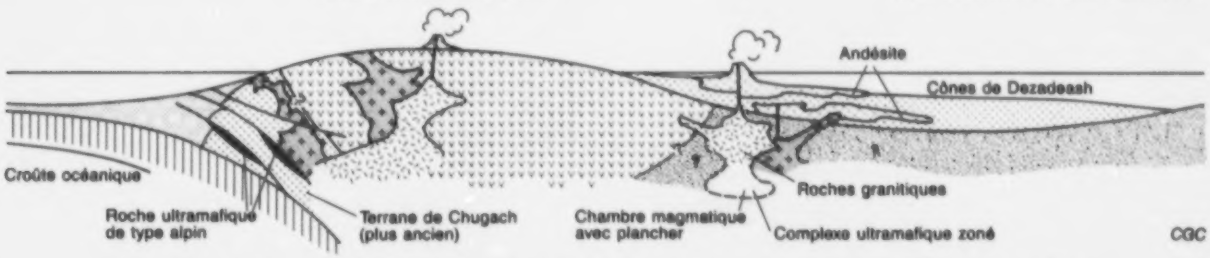


Figure 14-8. Coupe schématique de l'arc bassinal de Gravina-Nutzotin, tel qu'il se présentait peut-être au Crétacé moyen, avant la réunion des superterranes insulaire et intermontagneux.

Dans le Domaine de l'avant-pays, dans le sud-est de la Colombie-Britannique, de petites intrusions alcalines recoupent les strates du Crétacé inférieur et donnent des âges K/Ar allant de 72 à 112 Ma (Gordy et Edwards, 1962). Elles se composent de syénite et de trachyte qui ressemblent chimiquement aux Volcanites de Crowsnest et dont elles pourraient être comagmatiques.

Partie nord des domaines intermontagneux et d'Omineca

Dans les régions de Carmacks et de Laberge, les volcanites de Mount Nansen (Tempelman-Kluit, 1980) se composent de coulées felsiques et de pyroclastites et forment des lambeaux isolés dont l'épaisseur peut atteindre 2 000 m. Ces volcanites sont contemporaines de plutons granitiques de l'Albien (âges K/Ar de 109 à 116 Ma), auxquels elles sont étroitement associées. Même si les âges K/Ar révèlent qu'une partie des volcanites remonte au Crétacé tardif, le nom de «Mount Nansen» a été conservé (Grond et al., 1984). Ici, les auteurs réservent cette appellation pour désigner les roches volcaniques et hypovolcaniques du Crétacé inférieur, telles que définies à l'origine par Tempelman-Kluit (1980); les roches du Crétacé supérieur décrites par Grond et al. (1984) sont attribuées au Groupe de Carmacks. La plupart des coulées et des brèches de Mount Nansen sont des andésites à phénocristaux de hornblende et de plagioclase. Celles qui se trouvent dans la partie supérieure de l'empilement volcanique ont souvent des vacuoles remplies de carbonates et un contenu relativement faible en phénocristaux, comparativement aux coulées situées plus bas, qui sont très porphyriques et non vacuolaires. Plusieurs variétés de dykes recoupent les roches éruptives de Mount Nansen; certains devaient être à l'origine des conduits nourriciers comagmatiques, et d'autres sont probablement associés aux lithologies plus jeunes du Groupe de Carmacks et à l'alaskite de Nisling Range. Les intrusions et pipes bréchiques hypovolcaniques comprennent des stocks granitiques du même âge de plusieurs kilomètres carrés, ce qui suggère l'érosion d'une vaste couverture volcanique du Crétacé moyen.

Dans la région de Whitehorse, des séquences épaisses de volcanites à pendage modéré, que l'on attribuait auparavant à la Formation de Hutshi, sont maintenant considérées comme des équivalents moins profondément érodés des volcanites de Mount Nansen. Les pendages relativement forts pourraient être le résultat d'un jeu de failles synvolcaniques associé à la formation de grabens ou de caldeiras. La lithologie et la morphologie des volcanites de Mount Nansen rappellent celles des séquences pyroclastiques épaisses du Crétacé moyen (environ 100 Ma) qui se rencontrent dans le terrane de Yukon-Tanana dans l'est de l'Alberta (Bacon et al., 1985), et celles des Volcanites de South Fork à l'est de la faille de Tintina.

Les Volcanites de South Fork s'étendent sur 200 km de longueur au nord-est de la faille de Tintina et sont associées aux plutons épizonaux du Crétacé moyen (environ 100 Ma), omniprésents dans le Domaine d'Omineca. Cependant, des roches éruptives ne sont conservées qu'au nord. La succession de South Fork est presque horizontale, et son épaisseur varie de 580 à 1 520 m. Localement, les 50 à 600 m inférieurs de l'empilement contiennent des coulées d'andésite basaltique à hornblende et des ignimbrites andésitiques à hornblende, sur lesquels reposent jusqu'à 150 m de grès volcaniques, de mudstones, de conglomérats, de tufs à lapilli et de brèches épiclastiques à éléments de cherts (Wood et Armstrong, 1982). La plupart des tufs sont riches en cristaux et contiennent des fragments abondants mais non triés de feldspath alcalin et de plagioclase, de hornblende et de quartz enfumé, ainsi que des lapilli ponceux et des clastes lithiques. Certaines coulées peuvent avoir jusqu'à 250 m d'épaisseur et présentent une prismation irrégulière caractéristique des ignimbrites. Les éléments fortement soudés des ignimbrites, leur grain fin et leur association avec des brèches épiclastiques, ainsi que l'épaisseur considérable des diverses unités de refroidissement et de la succession dans son ensemble, portent à croire qu'il s'agit d'un assemblage confiné déposé à l'intérieur d'une caldeira.

Sept analyses des Volcanites de South Fork (Wood et Armstrong, 1982) donnent des résultats groupés dans le domaine calco-alcalin (subalcalin) de la classification d'Irvine et Baragar (1971). Ces roches sont plus riches en calcium, en fer et en magnésium et plus pauvres en aluminium et en alcalis que la plupart des roches calco-alcalines à teneur comparable en silice. De plus, le rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7160 ± 0,0002 est vraisemblablement dû à la contamination par du strontium radiogénique d'origine crustale. Le mélange d'un magma crustal siliceux et d'un magma mantellique mafique pourrait expliquer le chimisme particulier de la suite.

Les Volcanites de South Fork sont étroitement associées et géochimiquement semblables aux plutons épizonaux du chaînon Anvil, qui comprennent des granites hyperalumineux à muscovite ayant des affinités avec des plutons de type I et de type S (Pigage et Anderson, 1985). Des plutons d'âge et de lithologie comparables s'étendent sur toute la longueur du Domaine d'Omineca; ils pourraient résulter de la fusion crustale dans la zone d'enracinement d'une croûte continentale tectoniquement épaissie, le long de la suture entre l'Amérique du Nord et le superterrane intermontagneux. La fusion, l'intrusion et la formation de caldeiras pourraient avoir été déclenchées par le passage du régime compressif (Jurassique tardif-Crétacé précoce) qui a accompagné l'accrétion, au régime extensif (Crétacé moyen-tardif) qui a accompagné les mouvements coulissants dextres dans le système de failles des sillons des Rocheuses du Nord et de Tintina.

Domaine insulaire et centre sud du Domaine intermontagneux

Des sections épaisses du Groupe de Kasalka, unité du Crétacé moyen à prédominance pyroclastique, sont séparées par une discordance ou une disconformité des sédiments marins du Groupe de Skeena (Albien) sous-jacent . Dans la localité type, près de l'extrémité sud-ouest de l'arche de Skeena (Hodder et MacIntyre, 1977; MacIntyre, 1976), l'unité basale se compose de conglomérat à cailloux et de grès dont l'épaisseur varie de 5 à 50 m. Elle supporte jusqu'à 600 m de coulées interstratifiées de rhyodacite, d'ignimbrites, de tufs à lapilli, d'un peu de brèches volcaniques ainsi que de coulées discontinues d'andésite-latite. Ces coulées sont recouvertes de 800 à 1 000 m de lahar composé de clastes polygéniques dans une pâte de fragments lithiques fins, de cristaux brisés et d'argile. L'unité de lahar est surmontée normalement par au moins 300 m de coulées de latite-andésite bien diaclasées.

Au lac Tahtsa, les strates du Groupe de Kasalka, dont l'épaisseur peut atteindre jusqu'à 1 500 m, s'étendent sur une région circulaire d'environ 40 km de diamètre, qui représente vraisemblablement une caldeira (fig. 14-9). La succession à l'intérieur de la caldeira est recoupée par des intrusions dioritiques et rhyodacitiques qui occupent des gerbes de fractures radiales et concentriques et que l'on croit représenter des conduits nourriciers, et par au moins deux phases des Intrusions de Bulkley, auxquelles elle est associée spatialement. Ces stocks de granodiorite porphyrique sont plus siliceux et plus riches en potasse que les intrusions de Kasalka et pourraient représenter une phase tardive, plus différenciée, du magmatisme de Kasalka. La plupart des âges établis pour les intrusions de Kasalka sont supérieurs à 100 Ma, mais une datation K/Ar de 87 ± 4 Ma obtenue sur l'empilement volcanique se compare à une datation de 83,8 ± 2,8 Ma obtenue sur la granodiorite de Bulkley recoupante. Nous ne savons pas s'il s'agit vraiment d'un lien génétique ou si l'âge plus jeune des volcanites est en partie attribuable à une remise au zéro partielle de l'horloge isotopique.

Les volcanites de Kasalka sont situées près d'un bombement de croûte felsique très épaissie, la chaîne Côtière, le long de la suture entre les superterranes insulaire et intermontagneux. Tout comme les plutons de Mount Nansen et d'autres plutons associés de type Anvil, les intrusions de Bulkley et de Kasalka sont relativement riches en potassium. Les magmas de Kasalka pourraient donc avoir été produits par fusion de la croûte dans une zone d'enracinement de croûte très épaissie, au cours d'une période de distension crustale.

Les couches de bentonite de l'Albien présentes dans le Groupe de Fort St. John (Stott, 1982), dans le nord-est de la Colombie-Britannique, pourraient être des couches de cendres distales associées au volcanisme de Kasalka.

Le Groupe de Spences Bridge (Thorkelson, 1985) est confiné dans une étroite zone à l'est de la faille du Fraser, dans le centre sud de la Colombie-Britannique. Il comporte au moins 2 400 m de laves calco-alcalines, de composition basaltique ou rhyolitique, et de roches clastiques qui reposent sur une surface à relief modéré. Dans sa partie inférieure prédominent des laves andésitiques à phénocristaux de plagioclase, d'augite et d'hypersthène qui sont surmontées normalement par des conglomérats grossiers contenant des clastes du socle. Sa partie supérieure est un mélange de laves felsiques et mafiques interstratifiées d'ignimbrites soudées et non soudées, de tufs de retombées, de lahars et de brèches épiclastiques. Des dykes mafiques et felsiques, qui étaient présumément des conduits nourriciers, sont les seules intrusions qui recoupent le Groupe de Spences Bridge.

Le Groupe de Spences Bridge est surmonté d'au moins 600 m de coulées andésitiques amygdalaires ou denses, très altérées, auparavant attribuées au Groupe de Kingsvale. Le contact est tantôt concordant, tantôt discordant, mais les discordances semblent être locales et d'origine synvolcanique plutôt que le résultat d'un soulèvement et d'une érosion à l'échelle régionale. Les âges K/Ar du Groupe de Spences Bridge (94,4 ± 3,4 Ma) et de l'andésite sus-jacente (91,7 ± 3,3 Ma) suggèrent qu'il n'existe aucun hiatus important entre les deux unités. Le Groupe de Spences Bridge et les coulées andésitiques sus-jacentes semblent faire partie d'un même assemblage volcano-sédimentaire, vraisemblablement une chaîne de stratovolcans associés à des bassins en subsidence limités par des failles. Les laves du Groupe de Spences Bridge sont surtout des basaltes et des andésites calco-alcalins, à teneur en potassium faible à modérée. Cependant, la teneur en silice varie de 49 % à plus de 70 %, et l'enrichissement en fer de certaines des laves acides du Groupe de Spences Bridge suggère une affinité tholéiitique possible.

Le volcanisme à l'origine du Groupe de Spences Bridge a coïncidé avec le comblement de la cuvette de Tyaughton-Methow et, le long de sa marge orientale, avec le soulèvement du Complexe batholitique de Mount Lytton (Monger, 1982, 1985). Des prismes épais de conglomérats (Formation de Jackass Mountain) déposés dans la cuvette de Tyaughton-Methow, à l'ouest du Complexe de Mount Lytton, sont vraisemblablement contemporains des roches volcanoclastiques de Spences Bridge, dont ils constituent un des faciès. Ainsi, l'arc de Spences Bridges pourrait être associé à la subduction vers l'est d'une croûte complexe plus ancienne qui formait le fond de la cuvette de

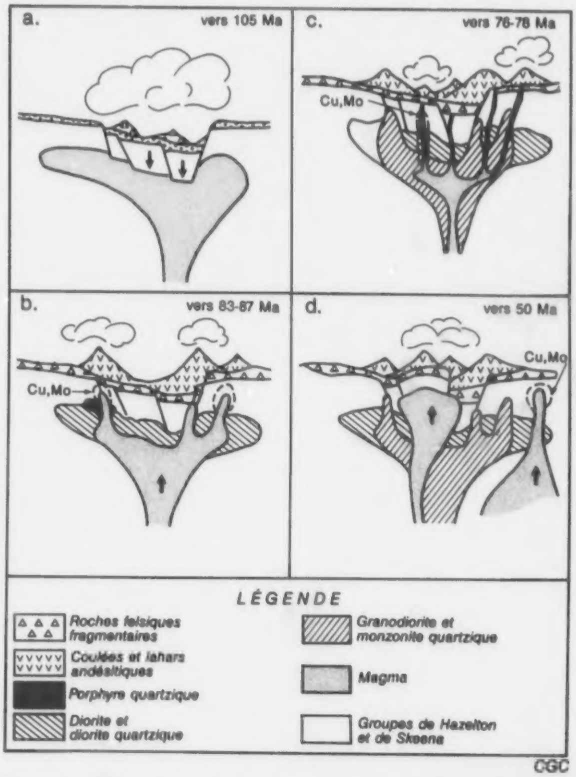


Figure 14-9. Coupes interprétées de quatre étapes de l'évolution de la caldeira du lac Tahtsa: (a) volcanisme rhyodacitique explosif et formation de la caldeira par effondrement; (b) construction de cônes andésitiques et mise en place d'intrusions apparentées aux volcanites de Kasalka; (c) montée de magma et intrusion de stocks de granodiorite porphyrique; (d) montée de magma et intrusion de gros batholites de diorite et de monzonite quartzique et d'essaims de dykes tardifs. (D'après MacIntyre, 1976).

Tyaughton-Methow (fig. 14-7). Il ressort des âges obtenus que le début du volcanisme de Spences Bridge a coïncidé étroitement avec le déclin du volcanisme de Gambier le long de la marge ouest de la cuvette qui se refermait.

Crétacé tardif

Au Crétacé tardif, le volcanisme s'est limité à des centres isolés dans les domaines insulaire et intermontagneux, au Yukon et dans le centre nord de la Colombie-Britannique (fig. 14-7). Les successions volcaniques principales sont le Groupe de Carmacks, qui s'étend sur de vastes étendues dans le sud-ouest du Yukon, et les formations de Brian Boru et de Tip Top Hill, dans le centre nord de la Colombie-Britannique. Ces deux assemblages sont postérieurs à l'Albien et donnent des âges K/Ar allant de 80 à 64 Ma.

Le Groupe de Carmacks (Churchill, 1980; Grond et al., 1984) affleure sous forme d'empilements isolés de strates volcaniques et volcanoclastiques à pendage faible entre les failles de Tintina et de Denali, dans le centre du Yukon. Des sections ayant jusqu'à 200 m d'épaisseur se composent de coulées de laves, de brèches, de tufs agglomérés et de grès volcaniques immatures déposés sur une surface au relief local élevé. La base de l'empilement est généralement constituée d'un mince conglomérat, sur lequel des laves massives passent vers le haut à des laves vacuolaires et des brèches épiclastiques interstratifiées. La partie inférieure de la succession est relativement acide et comporte des coulées andésitiques à phénocristaux de hornblende, des pyroclastites, des essaims de dykes et des laccolites hypovolcaniques. Les laves sont principalement andésitiques, mais leur composition varie de rhyolitique à trachytique et dacitique, et à basaltique. Des unités épiclastiques contenant des clastes dont le diamètre peut atteindre 1 m sont souvent interstratifiées de tufs agglomérés et de coulées de lave. Des coulées basaltiques prismatiques, horizontales, prédominent dans la partie supérieure de la succession. Le chimisme des laves du Groupe de Carmacks est typique des suites alcalines potassiques.

Dans le centre de la Colombie-Britannique, les volcanites du Crétacé supérieur font partie des formations de Brian Boru et de Tip Top Hill. La Formation de Brian Boru (Sutherland Brown, 1960; Richards, 1980) comprend au moins 1 800 m de coulées andésitiques porphyriques, de brèches et d'interstrates mineures de tufs. À sa localité type, au pic Brian Boru, 30 m de tuf basal supportent des coulées andésitiques porphyriques et des brèches à phénocristaux de plagioclase calcique, de hornblende et d'augite. Les roches éruptives ressemblent par leur composition, et sont étroitement associées à la monzonite quartzique-granodiorite du Stock de Rocher Deboule; ce massif de 70 km² pourrait être génétiquement apparenté aux volcanites.

La Formation de Tip Top Hill (Church, 1972) se compose principalement de coulées andésitiques et dacitiques et de pyroclastites datant de 75,8 ± 2,7 Ma, qui sont associées à des dykes et filons-couches nourriciers de microdiorite donnant un âge de 74,0 ± 2,0 Ma. L'andésite repose sur une rhyolite alcaline (76,0 ± 3,0 Ma) et un pluton granitique associé (76,0 ± 2,0 Ma). Les volcanites de Tip Top Hill, tout comme celles de la Formation de Brian Boru, semblent être des vestiges d'un grand complexe volcano-plutonique central à prédominance andésitique. Bien que très éloignées les unes des autres, les roches de ces centres volcaniques isolés du Crétacé tardif présentent une polarité chimique marquée qui suggère la présence d'une zone de subduction inclinée vers l'est. Le milieu tectonique dans lequel se sont formés les magmas primaires pourrait avoir été un milieu de subduction oblique accompagné de mouvement dextre le long de failles majeures, comme celles de Tintina et de Denali. Une partie de cette déformation unitaire a probablement été transmise à des fractures de tension par lesquelles sont montés, jusque dans des chambres crustales peu profondes, les magmas de Carmacks, de Brian Boru et de Tip Top Hill, du Crétacé tardif; l'épanchement de ces magmas a été tantôt passif, formant alors de petits boucliers basaltiques, tantôt explosif, construisant des édifices composites riches en matières pyroclastiques. Un faciès distal de ce volcanisme explosif se présente sous la forme de tufs fins de retombées, interstratifiés de sédiments, loin à l'est et au nord-est des centres éruptifs (fig. 14-7). La Formation de Brothers Peak (sommet du Crétacé supérieur) fait partie du Groupe de Sustut, dans le centre de la Colombie-Britannique; elle contient d'abondants tufs fins de retombées dont la source se trouve probablement au centre éruptif de Brian Boru ou à celui de Tip Top Hill. De même, la Formation de Summit Creek (Maastrichtien et Paléocène inférieur) (Yorath et Cook, 1981; Ricketts, 1985), au sud et à l'est de Fort Norman, dans les Territoires du Nord-Ouest, contient jusqu'à 17 m de tufs fins qui représentent entre 100 et 300 épisodes d'éruption-dépôt. Ces tufs ont présumément pour origine des pluies de cendres provenant des centres éruptifs du Groupe de Carmacks dans le centre du Yukon, 600 km à l'est.

Magmatisme au Tertiaire précoce

Au début de l'Éocène, durant le court intervalle de 55 à 36 Ma, la Cordillère septentrionale a été affectée par un magmatisme intense et étendu. La zone volcanique de Challis-Kamloops part de Yellowstone, s'étend vers le nord-ouest à travers l'Idaho, le Wyoming et le Montana, et se rend jusque dans le centre de la Colombie-Britannique, puis de là, se prolonge vers le nord jusque dans le centre du Yukon. Les roches ignées mises en place au cours de cet événement comprennent les assemblages de Nisling Range et de Skukum-Sloko au Yukon et dans le nord de la Colombie-Britannique, l'assemblage d'Ootsa-Endako dans le centre de la Colombie-Britannique, les assemblages volcano-plutoniques de Kamloops et de Penticton-Coryell dans le centre sud de la Colombie-Britannique, ainsi que les Volcanites de Flores, qui sont contemporaines de ces assemblages sans nécessairement y être apparentées, dans l'ouest de l'île de Vancouver.

Domaine insulaire méridional

Dans l'ouest de l'île de Vancouver, les Volcanites de Flores (Brandon, 1985) et les Intrusions de Catface qui leur sont associées affleurent près de la faille de West Coast, qui sépare la Wrangellie du Complexe de Pacific Rim. La datation des volcanites, qui se composent de brèches dacitiques, de coulées de cendres soudées et de brèches de lahars, par la méthode des traces de fission sur des zircons, donne des âges sur zircon de 54 Ma, de 55 Ma et de 56 Ma (Éocène précoce). Les roches éruptives sont associées à des plutons et à des essaims de dykes. Les plutons comportent

deux suites, la plus jeune datée de ± 42 Ma (U/Pb sur zircon), l'autre datée de 50, 52 et 60 Ma (K/Ar), qui pourraient être comagmatiques des volcanites.

Domaine intermontagneux méridional

Dans le centre sud de la Colombie-Britannique, le volcanisme éocène coïncide avec des coulissages dextres survenus le long du système de failles du sillon des Rocheuses du Nord; il est en partie contemporain de la faille du Fraser, de formation plus récente. Deux types de magma ont été formés au-dessus d'une zone de subduction inclinée vers l'est et injectés dans ce milieu crustal complexe; l'un est représenté par les roches calco-alcalines du Groupe de Kamloops et l'autre, par les porphyres rhombiques et les syénites alcalines de l'assemblage de Penticton-Coryell.

Le Groupe de Kamloops (Ewing, 1981a, b) est un assemblage étendu de roches volcaniques et sédimentaires qui sont préservées dans des bassins à orientation NNE; limités par des failles, ces bassins sont situés à l'est de la faille du Fraser. Les bassins sont reliés par de grandes failles transbassinales et, même si la subsidence et le volcanisme pourraient avoir eu lieu partout en même temps, la succession stratigraphique et l'épaisseur varient d'un bassin à l'autre. Les bassins ne sont pas de simples grabens, mais plutôt un complexe de blocs effondrés qui sont l'expression superficielle de failles inverses à fort pendage en subsurface. Un mouvement de coulissage le long de failles majeures a pu servir de mécanisme de contrôle. De petites dépressions sédimentaires et volcaniques occupent des zones triangulaires entre des rameaux de failles, ou des bassins de transtension (pull-apart) entre des failles coulissantes.

Des sédiments clastiques sont fréquemment présents à la base du Groupe de Kamloops. À sa localité type, la Formation de Tranquille comporte jusqu'à 450 m de sédiments lacustres et de tufs andésitiques lités, qui passent vers le haut à une succession interstratifiée complexe de tufs et de coulées andésitiques et basaltiques, de sédiments lacustres tufacés, de brèches d'origine phréatique, de coulées de boue et d'andésites en coussins, flanquée d'une nappe de brèches hyaloclastiques. Les couches de la Formation de Tranquille supportent au moins 1 000 m de coulées d'andésite basaltique et de pyroclastites attribuées à la Formation de Dewdrop Flats. Des brèches palagonitiques, des coulées de boue et des brèches d'origine phréatique typiques d'un milieu aquatique sont présentes dans la partie inférieure de la succession, tandis que des coulées subaériennes basaltiques à andésitiques et des pyroclastites prédominent dans la partie supérieure.

Le Groupe de Kamloops est une suite calco-alcaline riche en alcalis, mais peu ou pas enrichie en Fe. Les rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux passent de 0,7040 à l'ouest à 0,7060 à l'est, tandis que la teneur en K_2O à 60 % de SiO_2 augmente régulièrement vers l'est à travers le sud de la Colombie-Britannique. D'après Ewing (1981b), les données chimiques indiquent que le milieu d'origine était un arc continental associé à la subduction. Les basaltes semblent former une série comagmatique continue avec les roches plus felsiques, et cette continuité indique qu'ils représentent une suite cogénétique différenciée.

Au sud-est de l'axe volcanique de Kamloops, des roches sédimentaires et volcaniques éocènes du Groupe de Penticton affleurent dans la vallée de l'Okanagan. À proximité de Kelowna, l'assemblage occupe le bassin de White Lake (Church, 1973), qui est limité par des failles normales et renferme au moins 2 400 m de dépôts sédimentaires et volcaniques. Une unité basale discontinue de conglomérats et de brèches dérivés du socle sous-jacent est recouverte de plus de 1 500 m de laves très alcalines constituées principalement de porphyre rhombique, et de brèches associées de la Formation de Marron. Ces laves sont surmontées en discordance par plus de 200 m de rhyolite et de rhyodacite de la Formation de Marama. Viennent ensuite des conglomérats et des brèches volcaniques épiclastiques qui, selon Church (1973), sont des dépôts de glissement provenant d'un terrane voisin constitué de roches antérieures au Tertiaire. Au moins trois phases intrusives de filons-couches et de dykes de porphyre rhombique et de porphyre à augite, qui pourraient avoir été des conduits nourriciers, recoupent la succession de White Lake.

Près de Penticton, la succession ressemble aux volcanites du bassin de White Lake et pourrait être corrélative des formations de Marron et de Marama.

Les porphyres rhombiques riches en potasse de la Formation de Marron et des volcanites corrélatives sont chimiquement semblables aux plutons syénitiques épizonaux de la suite de Coryell en bordure desquels ils se trouvent. Le porphyre et le pluton sont présumément contemporains et comagmatiques l'un de l'autre, et représentent respectivement les phases extrusive et intrusive d'un assemblage alcalin, chimiquement distinctif, qui se trouve à l'est du principal axe de volcanisme de Kamloops. L'affiliation plus alcaline de la suite de Marron-Coryell pourrait être due à sa position par rapport à la zone de subduction inclinée vers l'est, de même qu'à l'épaisseur proportionnellement plus grande de croûte continentale sous-jacente. La mise en place de la syénite s'est accompagnée d'une remontée régionale des isothermes ce qui a affecté les rapports isotopiques initiaux, ramenant à environ 50 Ma les âges K/Ar des roches périphériques plus anciennes. Le bombement a fini par produire des surfaces de détachement à faible pendage, le long desquelles la partie supérieure du dôme a glissé vers le nord et vers l'ouest; ce mouvement a transporté les volcanites de Marron, qui affleurent actuellement près de Kelowna et de Penticton, sur une distance de 100 km à partir des plutons hypovolcaniques de Coryell au-dessus desquels elles ont été éjectées (Tempelman-Kluit et Parkinson, 1986).

Domaine intermontageux central

On connaît mal l'activité plutonique et volcanique qui a eu lieu durant l'Éocène à l'est de la faille du Fraser, dans le centre du Domaine intermontagneux. Les volcanites felsiques sont normalement attribuées au Groupe d'Ootsa Lake et les coulées basiques, au Groupe d'Endako. Cependant, certaines roches auparavant attribuées à l'Éocène (Ootsa) sont corrélatives du Groupe de Kasalka du Crétacé moyen, tandis que des basaltes anciennement rapportés au Groupe d'Endako sont des lambeaux d'érosion de laves miocènes du Groupe de Chilcotin. Néanmoins, les nombreux âges K/Ar de 54 à 42 Ma obtenus sur les laves d'Ootsa et d'Endako confirment que le volcanisme rhyolitique et basaltique a été répandu à l'Éocène dans le centre ouest du Domaine intermontagneux. Dans la région du ruisseau Buck, dans le centre de la Colombie-Britannique, Church

(1972) a reconnu des volcanites éocènes de composition principalement andésitique, mais aussi basaltique et dacitique, qui peuvent comprendre en faibles quantités des coulées et dykes rhyolitiques. Les volcanites du ruisseau Buck sont étroitement associées aux stocks granitiques éocènes de Goosly Lake et aux massifs voisins, qui pourraient en être les équivalents hypovolcaniques.

Domaine intermontagneux septentrional

Les produits du volcanisme éocène comprennent l'alaskite de Nisling Range et les roches principalement felsiques à intermédiaires du Groupe de Skukum, dans l'ouest du Yukon (fig. 14-10), de même que le Groupe de Sloko, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique.

L'alaskite de Nisling Range (Tempelman-Kluit, 1977a, b, 1979) forme des plutons leucocrates discordants, mis en place à faible profondeur, qui recoupent des roches paléozoïques et plus anciennes du terrane cristallin du Yukon. Des essaims de dykes associés sont contrôlés par des fractures à orientation nord qui recoupent la direction nord-ouest régionale des structures plus anciennes. Des roches acides, formées par volcanisme explosif et associées à l'alaskite, sont présentes sur une surface à faible relief qui a basculé ultérieurement vers le nord-est. Une érosion plus profonde a fait disparaître les roches éruptives dans le sud-ouest du domaine, laissant affleurer les plutons d'alaskite hypovolcaniques et les essaims de dykes. L'alaskite est un granite miarolitique à grain moyen composé de feldspath potassique perthitique, de quartz enfumé, d'albite interstitielle et, accessoirement, de biotite et de fluorite. Les équivalents extrusifs de l'alaskite de Nisling Range sont des coulées à phénocristaux de hornblende et de feldspath, des brèches et des tufs. L'alaskite et les volcanites associées donnent des âges K/Ar et Rb/Sr de 52 à 62 Ma (Éocène). Une granodiorite dans le Batholite de Ruby Range, qui pourrait représenter une phase comagmatique plus profonde de la suite ignée de Nisling Range, donne un intervalle d'âges K/Ar similaire.

Dans le sud du Yukon, les volcanites éocènes du Groupe de Skukum (Wheeler, 1961; Smith, 1983) affleurent dans des blocs affaissés et limités par des failles au sein des domaines intermontagneux et côtier. La succession éocène comporte plus de 1 200 m d'andésite, de dacite, de rhyolite et d'un peu de volcanites et volcanoclastites basaltiques qui présentent souvent des pendages modérés. Le groupe comprend une division basale de roches variées, principalement andésitiques, une division intermédiaire de roches principalement felsiques, et une division supérieure de roches surtout basaltiques. Dans la région du mont Skukum (fig. 14-10), la division inférieure, dont l'épaisseur varie de 120 à 450 m, se compose d'unités de conglomérats et de brèches à éléments granitiques grossiers, interstratifiées de coulées andésitiques et dacitiques et de dépôts pyroclastiques pouvant avoir jusqu'à 20 m d'épaisseur. La division intermédiaire comporte environ 450 m de brèches rhyolitiques et dacitiques multicolores, de coulées andésitiques à phénocristaux de feldspath, de brèches, de tufs soudés et non soudés et de coulées de cendres. La division supérieure, de composition basaltique, est absente.

Près du lac Bennett se trouve un complexe formé par subsidence en chaudron (fig. 14-10), qui a une vingtaine de kilomètres de diamètre et qui renferme jusqu'à 420 km³ de dépôts principalement pyroclastiques et de quantités moindres de coulées de lave et de roches épiclastiques (Lambert, 1974). Les roches à l'intérieur de la caldeira comprennent des ignimbrites modérément à fortement soudées qui se composent de lapilli de roches métamorphiques, granitiques et volcaniques dans une pâte de ponces dévitrifiés, d'échardes et de poussières, et de fragments cristallins et lithiques de la taille des cendres. Chaque coulée de cendres a une épaisseur pouvant aller jusqu'à 250 m et est interstratifiée de coulées dacitiques et rhyolitiques et de prismes de brèches et de conglomérats épiclastiques à éléments granitiques provenant des murs de la caldeira. Des filons annulaires à pendage abrupt composés de granite leucocrate et de rhyolite porphyrique bordent la caldeira sur une grande partie de son pourtour. Le socle granitique autour du complexe est souvent fracturé et bréchifié.

Dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, les volcanites éocènes corrélatives du Groupe de Skukum font partie du Groupe de Sloko (Souther, 1971); celui-ci est préservé dans des blocs affaissés et limités par des failles et dans des lambeaux d'érosion sur plusieurs des plus hauts sommets qui se dressent sur le flanc oriental de la chaîne Côtière. La succession, à prédominance pyroclastique, se compose de brèches d'explosion et d'agglomérats grossiers, ainsi que de tufs vitreux et d'ignimbrites rubanées à grain fin. Des coulées andésitiques et, localement, basaltiques se rencontrent dans la plupart des coupes, mais elles sont partout moins abondantes que les pyroclastites rhyolitiques et dacitiques. Les sédiments du Groupe de Sloko se composent presque entièrement de débris anguleux ou subanguleux dérivés d'empilements volcaniques adjacents, mais des prismes de brèches épiclastiques contenant des fragments du socle sont interstratifiés dans des roches volcanogènes le long de certaines failles limites. Cela implique que la subsidence des bassins limités par des failles a coïncidé avec le volcanisme et la sédimentation. Une grande partie des sédiments interstratifiés se compose d'échardes, de cendres et de lapilli éjectés directement dans des nappes d'eau où ils ont formés des séquences granoclassées. La présence, dans certains de ces couches, de débris végétaux houillifiés et de bûches carbonisées témoignent d'un volcanisme sporadique.

Les roches éruptives du Groupe de Sloko sont associées spatialement à des massifs intrusifs de monzonite quartzique qui donnent eux aussi des âges K/Ar éocènes. À de nombreux endroits, notamment dans l'est de la chaîne Côtière, les dépôts pyroclastiques passent imperceptiblement vers le bas à une felsite homogène à grain fin, puis à une monzonite quartzique à grain moyen. L'intrusion de la monzonite quartzique semble avoir accompagné des épisodes d'éruption explosive, d'effondrement en blocs et d'intrusion par assimilation de la roche encaissante, qui, à certains endroits, ont mis le magma intrusif en contact avec la partie inférieure de l'empilement volcanique comagmatique de Sloko.

Plus loin à l'est, des volcanites rhyolitiques affleurent le long de la faille de Kechika, au nord de la rivière Turnagain, des volcanites andésitiques sont présentes dans le sillon des Rocheuses du Nord, près du col Sifton (Gabrielse, 1985), et une suite bimodale de rhyolite-basalte à olivine se présente au nord de la faille de Tintina, dans le centre est du Yukon (Jackson et al., 1986). Les roches

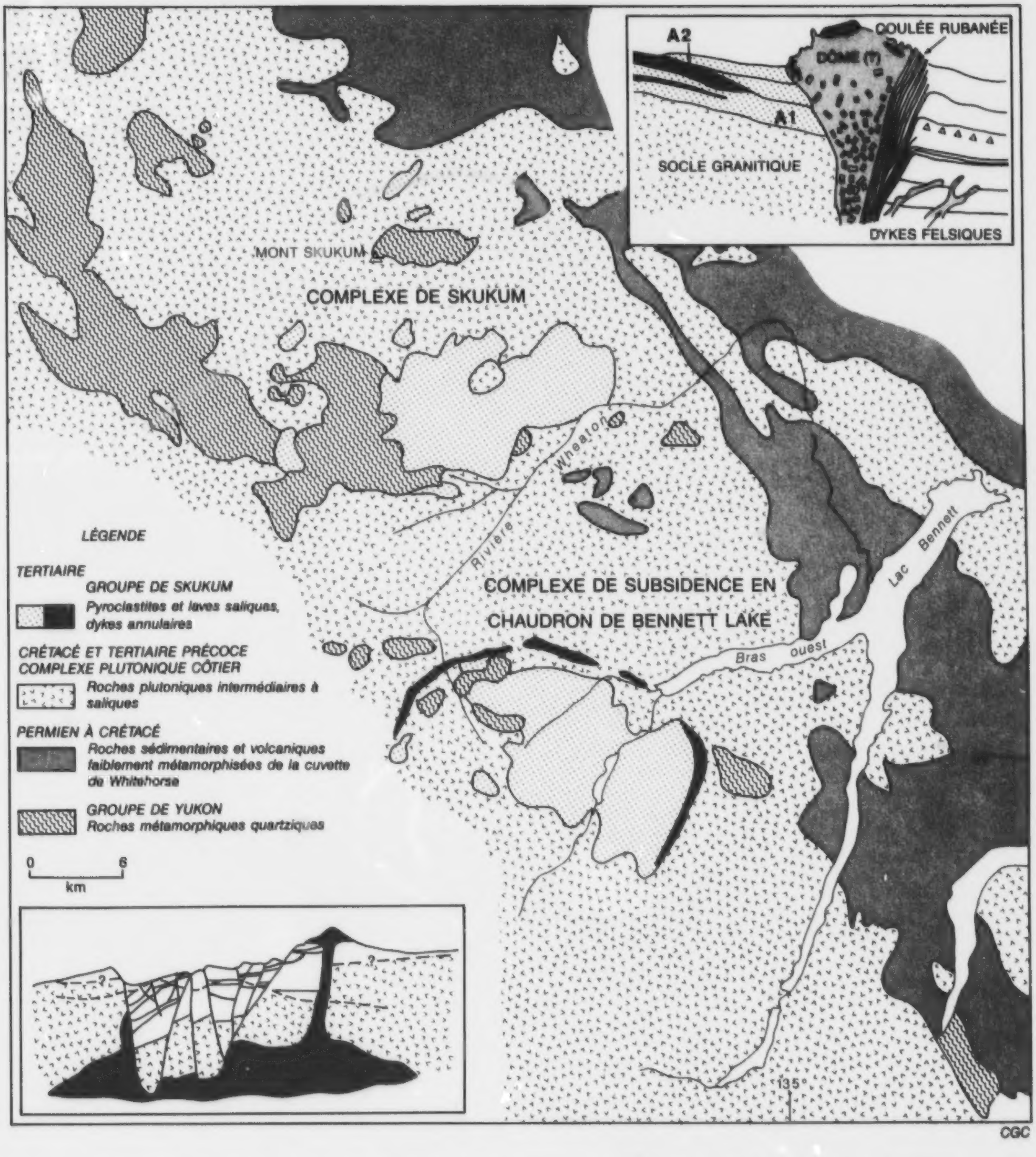


Figure 14-10. Carte et coupes schématiques du Complexe volcanique de Skukum (en haut, à droite) (d'après Smith, 1983) et du Complexe de subsidence en chaudron de Bennett Lake (en bas, à gauche) (d'après Lambert, 1974).

éruptives sont associées à des stocks granitiques miarolitiques à fluorite, mis en place à de faibles profondeurs, et à des dykes de lamprophyre un peu plus jeunes à orientation nord-est. Les volcanites, les dykes et les plutons associés donnent tous des âges K/Ar éocènes et sont donc vraisemblablement comagmatiques.

Dans la Cordillère méridionale, la période d'activité magmatique maximale de l'Éocène est associée à l'arc de Challis-Absaroka (Ewing, 1981a). Toutefois, il est difficile d'expliquer par la seule subduction la grande ampleur du volcanisme et du plutonisme dans la Cordillère du Canada à l'Éocène. Selon certains auteurs, les conditions tectoniques ayant présidé à une activité magmatique de grande ampleur dans la Cordillère méridionale à l'Éocène étaient caractérisées par une expansion ductile et un amincissement de la croûte profonde, accompagnés d'un flux de chaleur considérable, sous un régime extensif ou coulissant (Ewing, 1981a, b; Price, 1979). Dans la Cordillère septentrionale (Gabrielse, 1985), la coïncidence, au Crétacé précoce, d'une activité plutonique et volcanique, d'un flux thermique élevé, d'un soulèvement et de la formation de structures associées à des failles coulissantes porte à croire que les événements plutoniques et volcaniques ne sont peut-être pas associés directement à la subduction et qu'ils pourraient résulter de l'amincissement de la croûte continentale et de l'augmentation rapide du gradient géothermique. Que ce processus puisse à lui seul provoquer la fusion d'une proportion considérable de la croûte, cela reste à déterminer. La distension locale associée aux mouvements de failles coulissantes pourrait être contemporaine de la subduction et du transfert de chaleur à la croûte par un magma mantellique.

Magmatisme au Tertiaire tardif et au Quaternaire

Au début du Néogène, la dorsale Farallon-Pacifique recoupait la marge continentale au nord des îles de la Reine-Charlotte. Vers 10 Ma, cette jonction triple s'était déplacée vers le sud jusqu'à sa position actuelle au large de la côte ouest de l'île de Vancouver, et la plaque Farallon avait été réduite à un petit lambeau (plaque Juan de Fuca). La géométrie changeante du mouvement des plaques extracôtières contrôle la distribution, l'histoire et l'affiliation chimique du volcanisme néogène sur le continent adjacent (fig. 14-11).

Complexes de subduction de Farallon-Juan de Fuca

La subduction de la plaque Farallon-Juan de Fuca a été associée au développement des arcs volcaniques de Pemberton et de Garibaldi (Cascades) dans les domaines côtier et insulaire, à l'épanchement du basalte d'arrière-arc du Groupe de Chilcotin dans le Domaine intermontagneux, et à la formation de la ceinture volcanique transversale d'Alert Bay dans le nord de l'île de Vancouver.

Ceinture volcanique de Pemberton

Dans le sud de la chaîne Côtière, la ceinture volcanique de Pemberton (Souther, 1975; Berman, 1981) se caractérise par la présence de stocks épizonaux profondément érodés et de quelques lambeaux d'érosion de volcanites associées qui semblent être des vestiges d'un arc calco-alcalin néogène. La ceinture comprend des phases relativement récentes du Batholite de Chilliwack, du Stock de Salal Creek et du Complexe de Coquihalla, ainsi que des phases relativement anciennes des complexes de Franklin Glacier et de Silverthrone. L'analyse K/Ar de la ceinture de Pemberton donne des âges de 21 Ma pour le Batholite de Chilliwack, de 8 Ma pour le Stock de Salal Creek et de 6,8 Ma pour le Complexe de Franklin Glacier. Un intervalle de 400 km sans aucun centre volcanique néogène

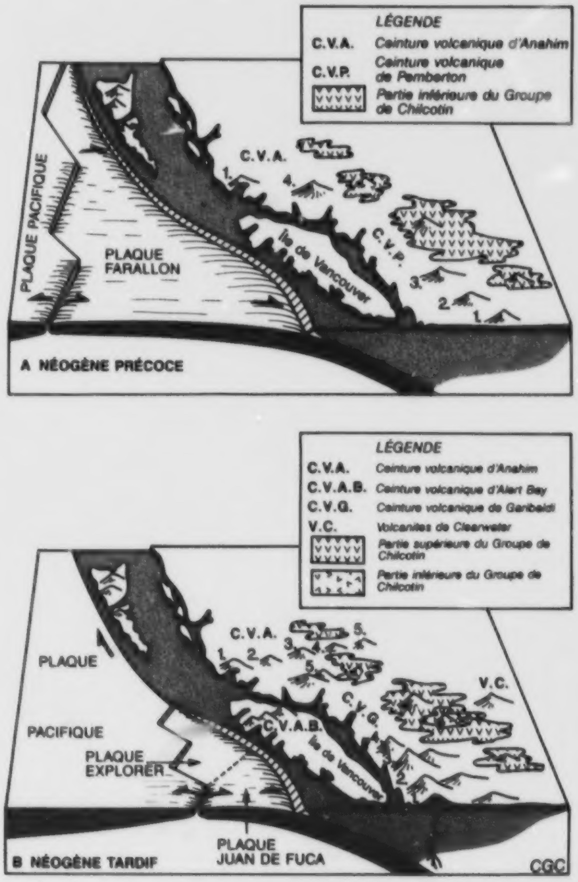


Figure 14-11. Carte et coupes schématiques illustrant la distribution et le milieu tectonique possible des ceintures volcaniques du Néogène dans la Cordillère septentrionale. En A, la ceinture volcanique d'Anahim comprend: 1. Complexe de Bella Bella; et la ceinture volcanique de Pemberton comprend: 1. Batholite de Chilliwack, 2. Complexe de Coquihalla, 3. Stock de Salal Creek et 4. Complexe de Silverthrone. En B, la ceinture volcanique d'Anahim comprend: 1. Complexe de Bella Bella, 2. Complexe de Rainbow Range, 3. Complexe de Ilgachuz Range, 4. Complexe de Itcha Range et 5. cônes de Nazko; et la ceinture volcanique de Pemberton comprend les complexes de: 1. Mount Baker, 2. Mount Garibaldi, 3. Mount Cayley, 4. Meager Mountain et 5. Mount Silverthrone.

connu sépare le Complexe de Franklin Glacier, dans le centre de la chaîne Côtière, des volcanites de Masset, dans les îles de la Reine-Charlotte. Bien que la Formation de Masset ne soit pas considérée comme faisant partie de la ceinture de Pemberton, elle est à peu près du même âge (21 Ma) et probablement associée à une interaction, au Néogène précoce, entre l'Amérique du Nord et la plaque plongeante de Farallon. La Formation de Masset comprend une succession bimodale de roches subalcalines (Sutherland Brown, 1968; T.S. Hamilton, communication personnelle, 1985). Les roches felsiques, comme celles qui se trouvent ailleurs dans la ceinture de Pemberton, sont de composition calco-alcaline, tandis que la suite basique de Masset présente des affinités avec les basaltes de dorsale médio-océanique. Les volcanites de Masset pourraient être le produit le plus septentrional du volcanisme associé à la subduction de la plaque Farallon au Néogène précoce, et elles pourraient donc constituer la limite septentrionale de la ceinture de Pemberton. La bimodalité (affinité calco-alcaline et affinité avec les basaltes de dorsale médio-océanique) des volcanites de Masset suggère que l'activité qui en est à l'origine pourrait avoir débuté à l'intersection de la marge continentale avec la dorsale d'expansion entre la plaque Farallon et celle du Pacifique (T.S. Hamilton, communication personnelle, 1985).

Ceinture volcanique d'Alert Bay

Les volcanites du Groupe d'Alert Bay affleurent dans une ceinture qui, de la péninsule Brooks, s'étend vers le nord-est à travers le nord de l'île de Vancouver. Sa direction coïncide avec la trace de la bordure de la plaque subduite Juan de Fuca-Explorer. D'après Armstrong et al. (1985), le volcanisme a commencé à l'ouest, à la péninsule Brooks, vers 8 Ma, mais presque partout il a eu lieu vers 3,5 ± 1-Ma. Avec le temps, le front volcanique a pu se déplacer vers l'est, et la dacite ou la rhyodacite se substituer au basalte. La majeure partie du volcanisme a coïncidé avec une période de variations rapides dans la géométrie de la subduction, comme le laissent supposer les configurations magnétiques extracôtières, et avec un hiatus dans l'activité de l'arc volcanique des Cascades, sur le continent. Les données géométriques et chronométriques suggèrent qu'il s'agit d'une ceinture volcanique située en bordure d'une plaque plongeante, où un dérèglement des mécanismes de résorption de la plaque a déclenché le magmatisme.

Ceinture volcanique de Garibaldi

La dorsale d'expansion Juan de Fuca-Pacifique est demeurée relativement stable depuis 7 à 10 Ma; au cours de cette période, des rajustements mineurs de sa géométrie ont amené une réorientation des fronts volcaniques continentaux (Riddihough, 1984). Des centres relativement anciens de la ceinture de Pemberton, qui se trouvaient du côté continent de la plaque Juan de Fuca, ont subi un soulèvement considérable et une érosion profonde avant l'éruption des volcans de la ceinture de Garibaldi, au Pléistocène et au Quaternaire tardif. La ceinture de Garibaldi (Mathews, 1952) est le prolongement nord de la ceinture volcanique des Cascades de l'ouest des États-Unis. Elle est décalée vers l'ouest par rapport à l'axe principal de la ceinture des Cascades et se compose de trois segments à orientation nord (Souther, 1980). Son segment occidental recoupe la ceinture de Pemberton, qui est plus ancienne et orientée vers le nord-ouest, à l'endroit où le Stock de Salal Creek (8 Ma) est surmonté en discordance par les laves du Groupe de Garibaldi, qui se sont épanchées du mont Meager.

Les volcans de la ceinture de Garibaldi (Green, 1981; Lawrence et al., 1984) comprennent des accumulations préglaciaires, intraglaciaires et postglaciaires dont les âges s'échelonnent de 3,8 Ma à l'âge des ponces dacitiques et des coulées en blocs qui se sont épanchées du mont Meager à 1 340 BP. Les laves de la ceinture de Garibaldi comprennent toute la gamme des roches calco-alcalines, ainsi qu'un basalte riche en alumine et légèrement alcalin provenant de centres périphériques.

Groupe de Chilcotin, laves d'arrière-arc

Le volcanisme calco-alcalin au front des ceintures de Pemberton et de Garibaldi a coïncidé avec l'épanchement de basalte à partir d'une multitude de centres qui s'étendent vers le nord-ouest à travers le Domaine intermontagneux, à partir du sud de la Colombie-Britannique jusqu'au bassin de Bowser. Les laves les plus étendues se trouvent dans le centre de la Colombie-Britannique, où elles forment un plateau de 50 000 km². Elles sont attribuées collectivement au Groupe de Chilcotin (Bevier, 1983a, b), qui donne des âges K/Ar de 15 à 2 Ma. Leur composition chimique varie du basalte alcalin au basalte tholéiitique. Les seules roches felsiques interstratifiées sont des tufs fins qui représentent vraisemblablement des pluies de cendres distales en provenance de volcans calco-alcalins de l'arc de Pemberton-Garibaldi. Des différences uniformes de polarité magnétique et de légères différences dans la chimie des isotopes et des éléments traces indiquent que le plateau volcanique de Chilcotin se compose de plusieurs petits volcans-boucliers qui se chevauchent, et qui représentent chacun une séquence de coulées épanchées d'une cheminée volcanique distincte dans un court laps de temps. Les basaltes transitionnels de Chilcotin pourraient s'être épanchés dans un arrière-arc, au-dessus d'une zone de remontée de l'asthénosphère derrière l'arc de Pemberton-Garibaldi.

Complexes de subduction de la plaque pacifique

Presque tout au long du Néogène précoce, la plaque du Pacifique, au nord de la dorsale Farallon-Pacifique, se déplaçait vers le nord et se résorbait dans une zone de subduction située sous la frontière occidentale (western hook) de l'Amérique du Nord. La ceinture volcanique de Wrangell s'est développée du côté continent de la fosse, le long de ce qui constitue actuellement les chaînons externes du massif St. Elias.

Ceinture volcanique de Wrangell

Dans le sud-ouest du Yukon, l'épanchement, au Miocène tardif, de basaltes andésitiques et d'andésites calco-alcalins a érigé plusieurs stratovolcans et étalé de vastes coulées horizontales dont l'épaisseur cumulative dépasse 1 500 m (Souther et Stanciu, 1975). Par endroits, cet épisode a été suivi de l'éruption de volumes considérables de dacite et de rhyolite accompagnée de l'effondrement en blocs et de l'intrusion de stocks felsiques dans l'empilement volcanique. Un soulèvement postmiocène, accompagné de

chevauchements à vergence nord-est et de failles coulissantes dextres, a profondément déformé une partie de la succession de Wrangell dans le sud du Yukon. Après la déformation et le soulèvement, le foyer de volcanisme s'est déplacé vers l'ouest jusqu'en Alaska, où de nombreux centres sont restés actifs. Il y a 1 500 ans, les cendres de White River, qui s'étalent sur une superficie de 324 000 km^2 dans le sud du Yukon et l'est de l'Alaska, ont été projetées par une cheminée volcanique située à une courte distance à l'ouest de la frontière entre l'Alaska et le Yukon (Lerbekmo et Campbell, 1969).

Complexes de rift et de panache dans les terranes accrétés

Vers 10 Ma, la plaque Farallon n'était plus que le petit lambeau de plaque qu'on connaît aujourd'hui (Juan de Fuca) et la faille transformante de Reine-Charlotte s'étendait du nord de l'île de Vancouver jusqu'en Alaska. Les ceintures volcaniques de Stikine et d'Anahim, qui s'échelonnent du Néogène tardif au Quartenaire, se sont développées sur le continent à proximité de la faille transformante; plus à l'est, des cônes basaltiques ont fait éruption le long de la marge est de la Quesnellie, dans les régions de Clearwater et du ruisseau McConnell.

Ceinture volcanique de Stikine

La ceinture volcanique de Stikine (Souther, 1977) comprend une multitude de volcans du Néogène tardif, depuis de petits cônes monogéniques de basalte alcalin à olivine, normalement à lherzolite, jusqu'à de grands complexes de boucliers et de dômes bimodaux, composés de basalte alcalin et d'une suite felsique hyperalcaline. Les principaux centres résident dans le mont Level, le mont Edziza, le chaînon Spectrum et le mont Hoodoo. Les centres éruptifs sont situés le long de plusieurs segments en échelons de direction nord, qui ensemble forment une vaste zone qui traverse en diagonale le nord du Domaine côtier pour se terminer dans le Domaine intermontagneux, dans le nord de la Colombie-Britannique et le centre du Yukon. Cette ceinture a subi une évolution échelonnée sur 10 à 15 Ma et est demeurée active jusqu'après le Pléistocène. Un grand nombre des volcans de la ceinture de Stikine se caractérisent par la présence de formes de relief juxtaglaciaires, comme des accumulations annulaires de brèche tufacée, des tuyas et des monticules sous-glaciaires formés par épanchement de laves sous la glace de glacier. Les laves les plus anciennes de la ceinture volcanique de Stikine se sont épanchées près du centre de la ceinture, et des événements plus récents se sont propagés jusqu'aux segments en échelons, au nord et au sud. Un des plus grands complexes, le mont Edziza, est manifestement associé au mouvement synvolcanique des failles normales de direction nord, ce qui suggère un début de rifting. Les segments de la ceinture volcanique de Stikine se situent entre les failles coulissantes de Denali et de Tintina, de direction nord-ouest. La faille de Denali présente des indices de déplacement au Néogène. Les structures d'extension qui ont contrôlé les segments de la ceinture de Stikine pourraient être des décrochements associés aux mouvements dextres des failles coulissantes limites (voir le chapitre 17).

Ceinture volcanique d'Anahim

La ceinture volcanique d'Anahim (Souther, 1984, 1986) s'étend vers l'est à travers les domaines côtier et intermontagneux, dans le centre de la Colombie-Britannique, jusqu'à la marge ouest du Domaine d'Omineca. Elle comporte des cônes monogéniques de basalte à olivine alcalin et des complexes hyperalcalins bimodaux de basalte-hawaïte-comendite. Trois grands volcans-boucliers (complexes de Rainbow Range, Ilgachuz Range et Itcha Range) dominent la partie centrale de la ceinture. Ils sont situés sur une ligne dont la projection vers l'est aboutit à un groupe de cônes basaltiques postglaciaires, près de Nazko, et vers l'ouest, à une zone de plutons, mis en place à faible profondeur, dont la composition varie de la syénite au granite sodique, et d'essaims de dykes bimodaux de basalte-comendite, dans les domaines côtier et insulaire. Contrairement à ce qui est observé dans la ceinture de Stikine, l'âge du début du volcanisme dans la ceinture d'Anahim diminue systématiquement, passant d'environ 15 Ma à l'ouest, à quelques centaines d'années à Nazko, à l'est; il en découle que la ceinture d'Anahim pourrait définir la trace d'un point chaud mantellique sous la plaque nord-américaine, qui se déplace vers l'ouest (Souther, 1986).

Provinces volcaniques de Clearwater-Quesnel et de McConnell Creek

Malgré la distance de plus de 500 km qui les sépare, les volcans du Néogène tardif et du Quaternaire des régions de Clearwater-Quesnel et du ruisseau McConnell occupent des milieux tectoniques similaires le long de la bordure orientale de la Quesnellie.

Les volcans de la région de Clearwater-Quesnel (Hickson et Souther, 1984; Hickson, 1986) forment une ceinture mal définie qui s'étend vers le nord-ouest à partir du parc Wells Gray jusqu'au lac Quesnel. Ils sont situés à l'est des vastes étendues des Laves de Chilcotin et leur ressemblent, mais les coulées de Clearwater sont plus jeunes et proviennent de centres éruptifs locaux situés à l'intérieur des vallées. Quatre assemblages morphologiques sont reconnus. Le plus ancien est un assemblage glaciaire primitif, caractérisé par des formes semblables à des tuyas, qui donne des âges K/Ar de 0,27 à 3,5 Ma. Il est entouré de brèches tufacées et de coulées qui comblent les vallées et reposent par endroits sur des tills et des résidus graveleux de déflation. Il comporte des coulées subaériennes qui donnent des âges K/Ar de 0,15 à 0,56 Ma. Il est suivi dans le temps d'un assemblage interglaciaire composé de matériaux pyroclastiques subaériens, de dépôts transitionnels et de dépôts nettement subaquatiques. L'assemblage le plus récent comprend des cônes pyroclastiques, des coulées de lave en blocs et des orifices de cratères (pit craters) postérieurs à la dernière glaciation de la Cordillère. Des nodules abondants de lherzolite et d'autres xénolithes se rencontrent fréquemment dans les centres volcaniques récents de la région de Clearwater et, plus au nord, près du lac Quesnel.

Les basaltes de Clearwater ressemblent aux laves transitionnelles de Chilcotin (tholéiite-basalte alcalin) mais sont moins altérés. La plupart des coulées sont porphyriques, avec des phénocristaux d'olivine et, accessoirement, de plagioclase dans une pâte de plagioclase, d'augite titanifère, d'olivine, d'oxydes opaques et de verre interstitiel.

Dans la région du ruisseau McConnell, Lord (1948) a observé un groupe de roches basaltiques intrusives ou extrusives qui recoupent ou recouvrent les strates de Sustut dans le chaînon Connelly. Les dykes, necks, coulées de lave et dépôts pyroclastiques associés sont disséqués à divers degrés. Les coulées les plus anciennes forment des lambeaux d'érosion horizontaux dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 160 m et qui pourraient être les équivalents extrusifs des intrusions coextensives de Kastberg (Tertiaire moyen); en revanche, les cônes pyroclastiques récents qui se trouvent dans les vallées adjacentes sont postglaciaires. Cet assemblage représente probablement une période de volcanisme qui a débuté vers le milieu du Tertiaire et s'est poursuivie à l'Holocène.

Les provinces volcaniques de Clearwater-Quesnel et de McConnell Creek semblent être associées aux zones de failles qui limitent la Quesnellie à l'est. Un cisaillement dextre le long de ces failles pourrait avoir produit des fractures de tension par lesquelles le magma basaltique serait monté à la surface.

CONCLUSIONS

L'évolution de la Cordillère canadienne a été ponctuée de plusieurs épisodes d'éruption et d'accrétion de roches volcaniques, et celles-ci constituent actuellement une proportion considérable de la masse de l'orogène à l'ouest du Domaine de l'avant-pays. Nulle part dans le monde les assemblages volcaniques présentent une plus grande diversité que dans l'Ouest du Canada, où les produits de nombreux épisodes de volcanisme océanique et continental sont juxtaposés en zones relativement étroites le long de la marge occidentale du craton nord-américain. Malgré la complexité des diverses suites volcaniques, certains tendances générales s'en dégagent qui sont nettement associées à l'évolution de l'orogène, aux divers milieux tectoniques qui ont prédominé dans les terranes accrétés, et à l'interaction de la croûte continentale et des plaques océaniques adjacentes.

Entre le Protérozoïque moyen, époque de la formation d'un prisme de sédiments de marge continentale de divergence, et la fin du Paléozoïque précoce, le développement de la ceinture orogénique a été dominé par des phénomènes de distension et de subsidence thermique associés à une activité volcanique mineure. Le volcanisme était caractérisé par l'éruption de basalte tholéiitique riche en potassium et de basalte alcalin moins abondant. La proportion de laves alcalines semble avoir augmenté vers la fin de cette période et, localement, aux endroits où le rifting a été le plus intense, le basalte est associé à de la rhyolite cogénétique, d'affinité alcaline à hyperalcaline. Le chimisme de cette suite suggère l'existence d'une source primaire dans le manteau non appauvri sous le craton protérozoïque.

À l'ouest de la marge continentale de divergence s'étalaient, sur une superficie inconnue, des bassins, des arcs et des plates-formes qui se sont développés indépendamment les uns des autres et qui, plus tard, se sont accrétés au continent. Parmi ces terranes accrétés, deux sont constitués de croûte océanique disloquée : le terrane de Slide Mountain (Dévonien supérieur-Trias) et le terrane de Cache Creek (Mississippien-Jurassique). Les deux se présentent comme des digitations par redoublement imbriquées se composant de chert, de basalte en coussins, de péridotite serpentinisée et de gabbro altéré, qui représentent des assemblages ophiolitiques. Les laves en coussins sont constituées en majeure partie de basalte pauvre en potassium de dorsale médio-océanique, mais l'assemblage renferme aussi un peu de basalte plus alcalin qui pourrait s'être épanché sous la forme de monts sous-marins et de plates-formes intraplaques.

Les volcanites d'arc du Mésozoïque précoce sont très étendues partout dans la Cordillère occidentale du Canada; elles se sont accumulées presque entièrement sur des terranes éloignés qui, au Mésozoïque tardif, se sont assemblés pour former des superterranes qui se sont ensuite accrétés au craton. Dans le superterrane insulaire à l'ouest, une plate-forme marine épaisse de basalte tholéiitique supporte un assemblage d'arc calco-alcalin. Ailleurs, dans tout le centre de la Cordillère, les volcanites du Mésozoïque inférieur se composent principalement de roches intermédiaires d'une série calco-alcaline et, secondairement, de roches intermédiaires d'une série alcaline, qui présentent localement une polaritié chimique normale (accroissement de l'alcalinité vers le craton), ce qui suggère qu'elles se sont formées au-dessus d'une zone de subduction inclinée vers l'est.

Le Jurassique terminal est important dans l'histoire de la Cordillère, car à cette époque remonte la dernière phase de l'accrétion des terranes et superterranes au continent nord-américain, et de cette époque date la plus ancienne croûte océanique non subduite qui se soit conservée dans le bassin du Pacifique. Il est donc possible, en principe à tout le moins, de mettre en corrélation les événements volcaniques survenus au Crétacé et postérieurement sur la marge continentale «agrandie», avec le mouvement des plaques océaniques adjacentes.

Le volcanisme du Crétacé est associé à deux périodes d'activité magmatique maximale, la première vers 100 Ma et la seconde vers 80 Ma. L'événement de 100 Ma s'est produit dans le Domaine côtier, à l'ouest, où le volcansime d'arc a produit des assemblages calco-alcalins qui recouvrent les limites de terranes plus anciens, et dans le Domaine d'Omineca-Selwyn, à l'est, où la mise en place à faible profondeur de plutons alumineux était associée, localement, à la formation de caldeiras. L'événement de 80 Ma a produit un assemblage d'arc de composition calco-alcaline à alcaline nettement polarisé qui se limite à une zone s'étirant vers le nord, le long de la marge est du Complexe plutonique côtier. Les arcs occidentaux du Crétacé pourraient s'être formés au-dessus de zones de subduction, le long des bordures est et nord de la plaque Kula, qui se déplaçait vers le nord. Leur concentration au nord s'explique par le fait que l'angle de convergence se rapproche de l'angle droit là où la marge continentale de la Cordillère septentrionale oblique vers l'ouest, en direction de la péninsule de l'Alaska. Les volcanites felsiques de 100 Ma et les plutons à muscovite du même âge à l'est sont très riches en Sr radiogénique, ce qui indique une assimilation de croûte ancienne. Ces roches ne sont peut-être pas associées à une zone de subduction; elles pourraient être le produit d'une fusion qui s'est opérée à la base d'une zone d'enracinement sialique surépaissie qui s'est formée par duplicature de la croûte le long d'une ancienne suture.

Un épisode étendu de volcanisme éocène a succédé, à partir de 55 Ma environ, à une courte période de calme magmatique du Tertiaire précoce. Or il se trouve que les anomalies magnétiques indiquent, presque à la même époque, des variations très marquées dans la direction et

le taux d'expansion de la plaque Kula. Au cours de l'épisode de magmatisme intense qui a suivi, la marge continentale a émergé et le volcanisme s'est manifesté par la construction de stratovolcans subaériens et de complexes de caldeira, de même que par la mise en place de nombreux plutons épizonaux dans une vaste zone de la Cordillère centrale. Les roches éruptives, dont la composition va des suites calco-alcalines très évoluées aux suites alcalines potassiques, présentent une polarité chimique normale et pourraient s'être formées au-dessus d'une zone de subduction peu profonde et inclinée vers le nord-est, le long de la marge, en convergence rapide, de la plaque Kula. La subduction était probablement orientée dans une direction oblique par rapport à une grande partie de la marge continentale, et était associée à la formation de grandes failles coulissantes dextres. Dans le sud de la Cordillère canadienne, il en a résulté la formation de bassins de transtension (pull-apart) dans lesquels se sont accumulées des suites volcaniques bimodales, de composition alcaline à calco-alcaline.

La plaque Kula avait disparu au Miocène; les événements magmatiques ayant affecté ultérieurement la Cordillère septentrionale sont le résultat de l'interaction du continent et des plaques Farallon et pacifique. Au Miocène, un arc calco-alcalin complexe a commencé à se former au-dessus de la plaque pacifique, en subduction vers le nord, dans la Cordillère septentrionale; certains volcans qui se trouvent dans sa partie occidentale, en Alaska, sont encore actifs. Plus au sud, un arc calco-alcalin s'est développé au Miocène tardif au-dessus de la plaque Farallon, en subduction vers l'est, dans la région côtière méridionale, et les basaltes d'arrière-arc se sont épanchés sur une vaste étendue plus à l'est, dans le centre sud de la Colombie-Britannique. Contrairement aux basaltes de rift produits au cours d'une période antérieure de l'histoire de la Cordillère, le chimisme des laves d'arrière-arc du Miocène indique qu'elles proviennent d'un manteau fortement appauvri. La réduction de la plaque Farallon s'est accompagnée d'un raccourcissement du front volcanique adjacent. Il reste actuellement un petit lambeau de la plaque Farallon (plaque Juan de Fuca), flanqué de volcans pléistocènes de la ceinture volcanique de Garibaldi-Cascades dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique.

Tout au long du Miocène et par la suite, le centre nord de la Cordillère de la Colombie-Britannique était séparé de la plaque adjacente par une faille coulissante, et aucun volcan calco-alcalin ne s'est développé sur la marge continentale. Toutefois, à l'intérieur des terres, il s'est formé une ceinture de complexes volcaniques de composition alcaline à hyperalcaline très évoluée. Ces complexes sont associés à des failles normales à orientation nord qui, tout comme les magmas primaires alcalins, résultent présumément d'un rifting continental naissant. Ils sont semblables à d'autres complexes volcaniques très alcalins, dont les âges s'échelonnent du Miocène à l'Holocène et qui forment une ceinture s'étendant vers l'est à travers le centre de la Colombie-Britannique. L'âge du volcanisme initial diminue vers l'est, d'où l'hypothèse que cette ceinture pourrait représenter la trace d'un point chaud mantellique au-dessus duquel le continent s'est déplacé.

La multiplication des travaux en volcanologie dans l'Ouest du Canada atteste l'importance accordée au rôle du volcanisme dans l'évolution de la Cordillère. D'une part, les roches volcaniques constituent la voie la plus directe vers la compréhension des processus infracrustaux et mantelliques qui gouvernent le dastrophisme, et d'autre part, le transfert de la chaleur volcanique à la croûte supérieure est une étape essentielle dans la formation de nombreux gisements métallifères.

Une remarquable amélioration quantitative et qualitative des données analytiques au cours de la dernière décennie a permis de définir l'affinité chimique de la plupart des grandes suites volcaniques de la Cordillère et, à de nombreux endroits, d'établir la polarité chimique des paléoarcs volcaniques. Grâce aux datations et à l'étude des isotopes stables, il est désormais possible d'établir des liens génétiques et temporels entre les volcanites et les plutonites et de clarifier la nature de la croûte et du manteau qui les ont produites. Les travaux cartographiques et stratigraphiques améliorent nos connaissances sur la géométrie des terranes volcaniques, leur association avec les structures crustales, et les liens entre les protolites volcaniques et les sédiments qui en dérivent. Dans l'avenir, les chercheurs devront interpréter avec plus de rigueur des modèles qui actuellement sont surtout empiriques. On commence à peine à étudier les facteurs thermodynamiques et chimiques qui déterminent les relations entre les milieux tectoniques et le chimisme des suites volcaniques associées. Les données issues de ces travaux fixeront des limites indépendantes aux modèles de la tectonique des plaques et à l'interprétation des données géophysiques provenant de la croûte profonde et du manteau.

Il existe des gîtes minéraux volcanogènes dans presque tous les assemblages volcaniques majeurs de la Cordillère canadienne. Des gîtes de sulfures massifs, des formations de fer et des gisements stratoïdes de barytine sont associés à des basaltes de rift et de dorsale médio-océanique du Protérozoïque-Mésozoïque, des gisements de cuivre et de molybdène porphyriques à des plutons hypovolcaniques du Mésozoïque, et des gisements épithermaux de métaux précieux à des centres volcaniques du Mésozoïques et du Tertiaire. L'étude des systèmes hydrothermaux actuels, tant ceux du fond marin que ceux associés à des volcans terrestres actifs, jette une lumière nouvelle sur les processus de transport et de l'accumulation des métaux, mais il y aurait lieu d'améliorer la coordination des travaux volcanologiques et métallogéniques, notamment en ce qui a trait à l'étude des anciens systèmes hydrothermaux et de leurs liens avec les grandes entités structurales et stratigraphiques des complexes volcaniques encaissants.

Chaque progrès accompli en volcanologie peut améliorer nos connaissances sur la géologie de la Cordillère occidentale. Par ailleurs, la grande diversité des roches volcaniques et des milieux tectoniques qu'offre la Cordillère occidentale du Canada revêt une importance primordiale pour l'étude des processus fondamentaux du volcanisme et de la métallogénie.

RÉFÉRENCES

Aggarwal, P.K., Fujii, T., and Nesbitt, B.E.
1984: Magmatic composition and tectonic setting of altered volcanic rocks of the Fennell Formation, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 745-752.

Armstrong, R.L., Eisbacher, G.E., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.

Armstrong, R.L., Muller, J.E., Harakal, J.E., and Muehlenbachs, K.
1985: The Neogene Alert Bay Volcanic Belt of northern Vancouver Island, Canada: descending-plate-edge volcanism in the arc-trench gap; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 26, p. 75-97.
Bacon, C.R., Foster, H.L., and Smith, J.G.
1985: Cretaceous calderas and rhyolitic welded tuffs in the Yukon-Tanana Terrane, east-central Alaska; Abstracts with Programs, 81st Annual Meeting, Cordilleran Section, Geological Society of America with Pacific Coast Section of the Paleontological Society, May, 1985, University of British Columbia, Vancouver, v. 17, no. 6.
Bailey, E.H. and Blake, M.C.
1974: Major chemical characteristics of Mesozoic Coast Range ophiolite in California; Journal of Research of the United States Geological Survey, v. 2, p. 637-656.
Barker, F., Plafker, G., and Sutherland Brown, A.
1985: Karmutsen Formation, Queen Charlotte Is. and Vancouver Is.: an arc-rift ferrotholeiite of Wrangellia; Geological Society of America, Abstracts with Programs, Annual Meeting Cordilleran Section, p. 340.
Beddoe-Stephens, B.
1982: The petrology of the Rossland volcanic rocks, southern British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 585-594.
Bell, R.T.
1986: Megabreccias in northeastern W... cke Mountains, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 375-384.
Berg, H.C., Jones, D.L., and Richter, D.H.
1972: Gravina-Nutzotin Belt - Tectonic significance of an Upper Mesozoic sedimentary and volcanic sequence in southern and southeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 800-D, p. D1-D24.
Berman, R.G.
1981: Differentiation of calc-alkaline magmas: evidence from the Coquihalla volcanic complex, British Columbia; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 9, p. 151-179.
Bevier, M.L.
1983a: Regional stratigraphy and age of Chilcotin Group basalts, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 515-524.
1983b: Implications of chemical and isotopic composition for petrogenesis of Chilcotin Group basalts, British Columbia; Journal of Petrology, v. 24, p. 207-226.
Bond, G.C., Christie-Blick, N., Kominz, M.A., and Devlin, W.J.
1985: An early Cambrian rift to post-rift transition in the Cordillera of western North America; Nature, v. 315, p. 742-746.
Brandon, M.T.
1985: Mesozoic melange of the Pacific Rim Complex, western Vancouver Island; Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Field Guidebook, p. 7-1 - 7-28.
Brandon, M.T., Orchard, M.J., Parrish, R.R., Sutherland Brown, A., and Yorath, C.J.
1986: Fossil ages and isotopic dates from the Paleozoic Sicker Group and associated intrusive rocks, Vancouver Island, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 683-696.
Cameron, B.E.B. and Tipper, H.W.
1985: Jurassic stratigraphy of the Queen Charlotte Islands; Geological Survey of Canada, Bulletin 365, 49 p.
Campbell, R.B. and Dodds, C.J.
1982a: Geology of S.W. Kluane Lake map-area (115G and F (E1/2)), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 829.
1982b: Geology of Mount St. Elias map-area (115B and C (E1/2)), Yukon Territory part; Geological Survey of Canada, Open File 830.
1982c: Geology S.W. Dezadeash map-area (115A), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 831.
1983a: Geology of Tatshenshini river map-area (114P), British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 926.
1983b: Terranes and major faults of the Saint Elias Mountains, Yukon Territory, British Columbia and Alaska; Geological Association of Canada, Annual Meeting, Victoria, Program with Abstracts, p. A10.
Campbell, R.B., Mountjoy, E.W., and Young, F.G.
1973: Geology of McBride map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 72-35.
Cecile, M.P.
1982: The Lower Paleozoic Misty Creek Embayment, Selwyn Basin, Yukon and Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 335, 78 p.
Cecile, M.P. and Norford, B.S.
1979: Basin to platform transition, Paleozoic strata of Ware and Trutch map-areas, northeastern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 219-226.
Chronic, F.
1979: Geology of the Guano-Guayes rare earth element-bearing skarn porphyry, Pelly Mountains, Yukon Territory; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 122 p.
Church, B.N.
1972: Geology of the Buck Creek area; in British Columbia Ministry of Mines and Petroleum Resources, Geology, Exploration and Mining in British Columbia, 1972, p. 353-363.
1973: Geology of the White Lake Basin; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 61, 120 p.
Churchill, S.
1980: Geochronometry and chemistry of the Cretaceous Carmacks Group, Yukon; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, April 1980.
Daly, R.A.
1912: Geology of the North American Cordillera at the forty-ninth parallel; Geological Survey of Canada, Memoir 38, p. 443-506.
Devlin, W.J. and Bond, G.C.
1984: Syn-depositional tectonism related to continental breakup in the Hamill Group, Northern Selkirk Mountains, British Columbia; Geological Association of Canada - Mineralogical Association of Canada, Program with Abstracts, v. 9, Joint Annual Meeting, London, Ontario.
Devlin, W.J., Bond, G.C., and Hannes, K.B.
1985: An assessment of the age and tectonic setting of volcanics near the base of the Windermere Supergroup in northeastern Washington: implications for latest Proterozoic-earliest Cambrian continental separation; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 829-837.
Diakow, L.J.
1984: Geology between Toodoggone and Chukachida Rivers; Geological Fieldwork, 1983, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1984-1, p. 139-145.
1985: Potassium-argon age determinations from biotite and hornblende in Toodoggone volcanic rocks; Geological Fieldwork, 1984, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1985-1, p. 298-300.
Dusel-Bacon, C. and Aleinikoff, J.N.
1985: Petrology and tectonic significance of augen gneiss from the belt of Mississippian granitoids in the Yukon-Tanana terrane, east-central Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 411-425.
Eisbacher, G.H.
1981: Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-27, 40 p.
Engebretson, D.C., Cox, A., and Gordon, R.G.
1984: Relative motions between oceanic plates of the Pacific Basin; Journal of Geophysical Research, v. 89, no. B12, p. 10,291-10,310.
Evenchick, C.A., Parrish, R.R., and Gabrielse, H.
1984: Precambrian gneiss and late Proterozoic sedimentation in north-central British Columbia; Geology, v. 12, p. 233-237.
Ewing, T.E.
1981a: Petrology and geochemistry of the Kamloops Group volcanics, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1478-1491.
1981b: Regional stratigraphy and structural setting of the Kamloops Group, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1464-1477.
Gabrielse, H.
1963: McDame map-area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 319, 96 p.
1975: Geology of Fort Grahame E1/2 map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 75-33.
1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1-14.
Gabrielse, H. and Blusson, S.L.
1969: Geology of Coal River map-area, Yukon Territory and District of Mackenzie (95D); Geological Survey of Canada, Paper 68-38.
Gabrielse, H., Blusson, S.L., and Roddick, J.A.
1973: Geology of Flat River, Glacier Lake, and Wrigley Lake map-areas, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 366, 153 p.

Gammon, J.B. and Chandler, T.E.
1986: Exploration of the Windy Craggy massive sulphide deposit, British Columbia, Canada; in Geology in the Real World, Kingsley Dunham Volume, Institution of Mining and Metallurgy, p. 131-141.

Goodfellow, W.D., Jonasson, I.R., and Cecile, M.P.
1980: Geochemistry and mineralogy of shales, cherts, carbonates and volcanic rocks from the Road River Formation, Misty Creek embayment, Northwest Territories, Part I; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 149-161.

Gordey, S.P.
1981: Stratigraphy, structure and tectonic evolution of southern Pelly Mountains in the Indigo Lake Area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 318, 44 p.
1983: Thrust faults in the Anvil Range and a new look at the Anvil Range Group, south-central Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 225-227.

Gordey, S.P., Gabrielse, H., and Orchard, M.J.
1982: Stratigraphy and structure of Sylvester Allochthon, southwest McDame map area, northern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 101-106.

Gordy, P.L. and Edwards, G.
1962: Age of the Howell Creek Intrusives; Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists, v. 10, no. 7, p. 369-372.

Green, L.H.
1972: Geology of Nash Creek, Larsen Creek, and Dawson map-areas, Yukon Territory (106D, 116A, 116B, and 116E (E1/2)), Operation Ogilvie; Geological Survey of Canada, Memoir 364, p. 103-106.

Green, N.L.
1981: Geology and petrology of Quaternary volcanic rocks, Garibaldi Lake area, southwestern British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 92, Part 1, p. 697-702, and Part 2, p. 1359-1470.

Grond, H.C., Churchill, S.J., Armstrong, R.L., Harakal, J.E., and Nixon, G.T.
1984: Late Cretaceous age of the Hutshi, Mount Nansen, and Carmacks groups, southwestern Yukon Territory and northwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 554-558.

Hall-Beyer, B.
1976: Geochemistry of some ocean-floor basalts of central B.C.; M.Sc. thesis, University of Alberta, Fall 1976.

Harms, T.
1984: Structural style of the Sylvester Allochthon, northeastern Cry Lake map area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 109-112.

Heah, T.S.T., Armstrong, R.L., and Woodsworth, G.J.
1986: The Gambier Group in the Sky Pilot area, southwestern Coast Mountains, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 685-692.

Helwig, J. and Emmet, P.
1981: Structure of the Early Tertiary Orca Group in Prince William Sound and some implications for the plate tectonic history of Southern Alaska; Journal of the Alaska Geological Society, v. 1, p. 12-35.

Hickson, C.J.
1986: Quaternary volcanics of the Wells Gray-Clearwater area, east-central British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 357 p.

Hickson, C.J. and Souther, J.G.
1984: Late Cenozoic volcanic rocks of the Clearwater-Wells Gray area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 267-277.

Hodder, R.W. and MacIntyre, D.G.
1977: Place and time of porphyry-type Cu-Mo mineralization in Upper Cretaceous caldera development, Tahtsa Lake, British Columbia; Fifth IAGOD Quadrennial Symposium, p. 175-183.

Høy, T.
1979: Geology of the Estella-Kootenay King area, Hughes Range, southeastern British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map 36.

Ijewliw, O.J.
1986: Comparative mineralogy of three ultramafic breccia diatremes in southeastern British Columbia; in Geological Fieldwork, 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1.

Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A.
1971: A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 523-548.

Isachsen, C., Armstrong, R.L., and Parrish, R.R.
1985: U-Pb, Rb-Sr, and K-Ar geochronometry of Vancouver Island igneous rocks; in Geological Association of Canada, Symposium on the Deep Structure of Southern Vancouver Island: Results of LITHOPROBE Phase I, Program and Abstracts, LITHOPROBE Project Publication No. 10, p. 21-22.

Jackson, L.E., Gordey, S.P., Armstrong, R.L., and Harakal, J.E.
1986: Bimodal Paleogene volcanics near Tintina Fault, east-central Yukon, and their possible relationship to placer gold; in Yukon Geology, v. 1; Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada, p. 139-147.

Jones, D.L., Silberling, N.J., and Hillhouse, J.W.
1977: Wrangellia - A displaced terrane in northwestern North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2565-2577.

Klepacki, D.W. and Wheeler, J.O.
1985: Stratigraphic and structural relations of the Milford, Kaslo and Slocan groups, Goat Range, Lardeau and Nelson map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 277-286.

Lambert, M.B.
1974: The Bennett Lake Cauldron Subsidence Complex, British Columbia and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 227, 213 p.

Lane, L.S.
1977: Structure and stratigraphy, Goldstream River-Downie Creek area, Selkirk Mountains, British Columbia; M.Sc. thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 139 p.

Lawrence, R.B., Armstrong, R.L., and Berman, R.G.
1984: Garibaldi Group volcanic rocks of the Salal Creek area, southwestern British Columbia: alkaline lavas on the fringe of the predominantly calc-alkaline Garibaldi (Cascade) volcanic arc; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 21, p. 255-276.

Lerbekmo, J.F. and Campbell, F.A.
1969: Distribution, composition, and source of the White River Ash, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 109-116.

Lord, C.S.
1948: McConnell Creek map-area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 251, p. 43-45.

MacIntyre, D.G.
1976: Evolution of Upper Cretaceous volcanic and plutonic centres and associated porphyry copper occurrences, Tahtsa Lake area, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London, Ontario.
1981: Akie River Project (94F); in Geological Fieldwork 1980, British Columbia Ministry of Mines and Petroleum Resources, Paper 1981-1, p. 33-45.
1984: Geology of the Alsek-Tatshenshini Rivers area (114P); Geological Fieldwork, 1983, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1984-1, p. 173-184.
1986: The geochemistry of basalts hosting massive sulphide deposits, Alexander Terrane northwest British Columbia; Geological Fieldwork, 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 197-210.

MacIntyre, D.G. and Schroeter, T.G.
1985: Mineral occurrences in the Mount Henry Clay area (114P/7,8); Geological Fieldwork, 1984, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1985-1, p. 365-379.

McMechan, M.E., Høy, T., and Price, R.A.
1980: Van Creek and Nicol Creek Formations (new): a revision of the stratigraphic nomenclature of the Middle Proterozoic Purcell Supergroup, southeastern British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 28, p. 542-558.

Massey, N.W.D.
1986: Metchosin Igneous Complex, southern Vancouver Island: Ophiolite stratigraphy developed in an emergent island setting; Geology, v. 14, p. 602-605.

Mathews, H.W.
1952: Mount Garibaldi, a supraglacial Pleistocene volcano in southwestern British Columbia; American Journal of Science, v. 250, p. 81-103.

Monger, J.W.H.
1977a: Upper Paleozoic rocks of the western Canadian Cordillera and their bearing on Cordilleran evolution; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1832-1859.

1977b: Upper Paleozoic rocks of northwestern British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 255-262.
1977c: The Triassic Takla Group in McConnell Creek map-area, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 76-29.
1982: Geology of Ashcroft map area, Southwestern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 293-297.
1985: Structural evolution of the southwestern Intermontane Belt, Ashcroft and Hope map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 349-358.

Monger, J.W.H., Richards, T.A., and Paterson, I.A.
1978: The hinterland belt of the Canadian Cordillera: new data from northern and central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, no. 5, p. 823-830.

Morin, J.A.
1977: Ag-Pb-Zn mineralization in the MM deposit and associated Mississippian felsic volcanic rocks in the Ct. Cyr Range, Pelly Mountains; Department of Indian and Northern Affairs, 1976 Mineral Inventory Report, p. 83-97.

Mortensen, J.K.
1981: Geological setting and tectonic significance of Mississippian felsic metavolcanic rocks in the Pelly Mountains, southeastern Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 8-22.

Mortensen, J.K. and Godwin, C.I.
1982: Volcanogenic massive sulfide deposits associated with highly alkaline rift volcanics in the southeastern Yukon Territory; Economic Geology, v. 77, p. 1225-1230.

Mortimer, N.
1986: Late Triassic, arc-related, potassic igneous rocks in the North American Cordillera; Geology, v. 14, p. 1035-1038.

Muller, J.E.
1977a: Geology of Vancouver Island; in Geological Association of Canada; Mineralogical Association of Canada; Canadian Geophysical Union; Society of Economic Geologists; Field Trip Guidebook, v. 7.
1977b: Evolution of the Pacific Margin, Vancouver Island and adjacent regions; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2062-2085.
1980a: Chemistry and origin of the Eocene Metchosin Volcanics, Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 199-209.
1980b: The Paleozoic Sicker Group of Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-30.

Muller, J.E., Northcote, K.E., and Carlisle, D.
1974: Geology and mineral deposits of Alert Bay-Cape Scott map-area, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 74-8.

Norris, D.K.
1974: Structural and stratigraphic studies in the northern Canadian Cordillera; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 343-349.

Northcote, K.E. and Muller, J.E.
1972: Volcanism, plutonism and mineralization: Vancouver Island; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 65, p. 49-57.

Okulitch, A.V. and Peatfield, G.R.
1977: Geologic history of the late Paleozoic-early Mesozoic eugeocline in southern British Columbia and eastern Washington; Abstract, Geological Association of Canada, Program with Abstracts, 1977, Annual Meeting, Vancouver, B.C., p. 40.

Pearce, J.A., Gorman, B.E., and Birkett, T.C.
1975: The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram: a method of discrimination between oceanic and non-oceanic basalts; Earth and Planetary Science Letters, v. 24, 419 p.

Pell, J.
1987: Alkalic ultrabasic diatremes in British Columbia: petrology, geochronology and tectonic significance; in Geological Fieldwork 1986, Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Survey Branch, Paper 1987-1, p. 259-272.

Pigage, L.C. and Anderson, R.G.
1985: The Anvil plutonic suite, Faro, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1204-1216.

Preto, V.A.
1977: The Nicola Group: Mesozoic volcanism related to rifting in southern British Columbia; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall (ed.), Geological Association of Canada Special Paper 16, p. 39-57.

Price, R.A.
1979: Intracontinental ductile crustal spreading linking the Fraser River and northern Rocky Mountain Trench transform fault zones, south-central British Columbia and northeast Washington; Abstract, Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 499.

Read, P.B.
1976: Operation Saint Elias, Yukon Territory: pre-Cenozoic volcanic assemblages in the Kluane Ranges; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 187-193.

Reesor, J.E.
1958: Dewar Creek map-area with special emphasis on the White Creek Batholith, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 292, 78 p.

Reynolds, M.W.
1984: Tectonic setting and development of the Belt Basin, northwestern United States; in The Belt, S. Warren Hobbs (ed.), Montana Bureau of Mines and Geology, Special Publication 90, p. 44-46.

Richards, T.A.
1980: Geology, Hazelton map-area, British Columbia (93M); Geological Survey of Canada, Open File 720.

Ricketts, B.D.
1982: Laharic breccias from the Crowsnest Formation, Southern Alberta; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 83-87.
1985: Possible plinian eruptions of Paleocene age in central Yukon: evidence from volcanic ash, Norman Wells area, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 473-479.

Riddihough, R.
1984: Recent movements of the Juan de Fuca Plate system; Journal of Geophysical Research, v. 89, no. B8, p. 6980-6994.

Roddick, J.A.
1965: Vancouver North, Coquitlam, and Pitt Lake map-areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 335, p. 70-71.

Roots, C.F.
1982: Ogilvie Mountains Project, Yukon; Part B: volcanic rocks in north-central Dawson map area; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 411-414.
1983: Mount Harper complex, Yukon: Early Paleozoic volcanism at the margin of the Mackenzie Platform; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 423-427.

Roots, C.F. and Moore, J.M., Jr.
1982: Proterozoic and Early Paleozoic volcanism in the Ogilvie Mountains: an example from Mount Harper, west-central Yukon; Yukon Exploration and Geology 1982, p. 55-62.

Shannon, K.R.
1981: The Cache Creek Group and contiguous rocks near Cache Creek, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 217-221.

Smith, M.J.
1983: The Skukum Volcanic Complex, 105D SW: Geology and comparison to the Bennett Lake Cauldron Complex; Indian and Northern Affairs Canada, Yukon Exploration and Geology 1982, p. 68-72.

Smith, R.B.
1974: Geology of the Harper Ranch Group (Carboniferous-Permian) and Nicola Group (Upper Triassic), northwest of Kamloops, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 211 p.

Souther, J.G.
1971: Geology and mineral deposits of Tulsequah map-area, British Columbia (104K); Geological Survey of Canada, Memoir 362, 84 p.
1975: Geothermal potential of western Canada; in Proceedings, 2nd United Nations symposium on the development and use of geothermal resources, v. 1, p. 259-267.
1977: Volcanism and tectonic environments in the Canadian Cordillera - a second look; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 3-24.
1980: Geothermal reconnaissance in the central Garibaldi Belt, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 1-11.
1984: The Ilgachuz Range, a peralkaline shield volcano in central British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 1-10.
1986: The western Anahim Belt: root zone of a peralkaline magma system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, no. 6, p. 895-908.

Souther, J.G. and Stanciu, C.
1975: Operation Saint Elias, Yukon Territory: Tertiary volcanic rocks; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 63-70.

Stott, D.F.
1982: Lower Cretaceous Fort St. John Group and Upper Cretaceous Dunvegan Formation of the Foothills and Plains of Alberta, British Columbia, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 328.

Sutherland Brown, A.
1960: Geology of the Rocher Deboule Range; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 43, 78 p.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54, p. 127-128.

Sutherland Brown, A. and Yorath, C.J.
1985: Lithoprobe profile across southern Vancouver Island: geology and tectonics; Geological Society of America, Cordilleran Section Annual Meeting, Field Guidebook 8.

Tempelman-Kluit, D.J.
1977a: Stratigraphic and structural relations between the Selwyn Basin, Pelly Cassiar Platform and Yukon Crystalline Terrane in the Pelly Mountains, Yukon Territory; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 223-227.
1977b: Geology of Quiet Lake (105F) and Finlayson Lake (105G) map-areas, Yukon Territory (2 maps; Scale: 1:250,000); Geological Survey of Canada, Open File 486.
1979: Transported cataclastite, ophiolite and granodiorite in Yukon: evidence of arc-continent collision; Geological Survey of Canada, Paper 79-14.
1980: Highlights of field work in Laberge and Carmacks map areas; Scientific and Technical Notes in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 357-362.

Tempelman-Kluit, D.J. and Parkinson, D.
1986: Extension across the Eocene Okanagan crustal shear in southern British Columbia; Geology, v. 14, p. 318-321.

Thompson, R.I.
1976: Some aspects of stratigraphy and structure in the Halfway River map-area (94B), British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 471-477.
in press: Rifting and its influence on Canadian Cordilleran miogeocline evolution; Geological Society of London Special Publication.

Thorkelson, D.J.
1985: Geology of the mid-Cretaceous volcanic units near Kingsvale, southwestern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 85-1B, p. 333-339.

Thorstad, L.E. and Gabrielse, H.
1986: The Upper Triassic Kutcho Formation Cassiar Mountains, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 86-16.

Tipper, H.W.
1984: The allochthonous Jurassic-Lower Cretaceous terranes of the Canadian Cordillera and their relation to correlative strata of the North American Craton; in Jurassic-Cretaceous Biochronology and Paleogeography of North America, G.E.G. Westermann (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 27, p. 113-120.

Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270, 73 p.

Wheeler, J.O.
1961: Whitehorse map-area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 312, 156 p.

Wood, D.H. and Armstrong, R.L.
1982: Geology, geochronometry of the Cretaceous South Fork volcanics, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 309-316.

Woodsworth, G.J.
1979a: Geology of Whitesail Lake map area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 25-29.
1979b: Metamorphism, deformation, and plutonism in the Mount Raleigh Pendant, Coast Mountains, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 295, 58 p.

Yorath, C.J. and Cook, D.G.
1981: Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography, northern interior plains, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 398.

Young, G.M.
1982: The late Proterozoic Tindir Group, east-central Alaska: Evolution of a continental margin; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 759-783.

Young, G.M., Jefferson, C.W., Delaney, G.D., Yeo, G.M., and Long, D.G.F.
1982: Upper Proterozoic stratigraphy of northwestern Canada and Precambrian history of the North American Cordillera; Idaho Bureau of Mines, Bulletin 24, p. 73-96.

Adresse de l'auteur

J.G. Souther
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

ADDENDA

L'ouvrage cité en référence ci-dessous contient des articles sur les roches volcaniques du Néogène-Holocène et les essaims de dykes présents dans les îles de la Reine-Charlotte et à l'est du détroit d'Hecate.

Woodsworth, G.J. (ed.)
1991: Evolution and hydrocarbon potential of the Queen Charlotte Basin, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 90-10, 569 p.

Imprimé au Canada

Chapitre 15

RÉGIMES PLUTONIQUES

Résumé
Introduction
Protérozoïque et Paléozoïque
- Protocontinent nord-américain
- Terrane de l'Alaska arctique
- Terrane de Kootenay
- Terrane de Monashee
- Terrane de Slide Mountain
- Domaines côtier et insulaire

Trias tardif
- Suite ultramafique de Polaris
- Suite de Stikine

Plutons datant principalement du Jurassique précoce
- Suite de Guichon dans la Quesnellie
- Suite de Copper Mountain
- Suites de Topley et de Black Lake dans la Stikinie
- Suites de Klotassin et de Long Lake
- Suite de Westcoast

Plutons datant principalement du Jurassique moyen
- Suite de Kuskanax, Suite de Nelson et stock de Galena Bay
- Autres plutons jurassiques dans le sud de la Colombie-Britannique
- Suite de Three Sisters
- Stock de Teslin Crossing
- Suite d'Island
- Granite de Bokan Mountain

Juassique tardif et Crétacé précoce
- Suite de Saint Elias
- Suite de Francois Lake

Crétacé moyen
- Suite de Howell Creek
- Suite de Bayonne
- Suite de Cassiar
- Gabbro d'Axelgold
- Suite de Selwyn

Suite de Tombstone
Suite de Whitehorse
Suite de Kluane
Suite ultramafique de Union Bay
Suite de Cascade
Partie sud des domaines intermontagneux et côtier
Crétacé tardif
Suite de Bulkley
Suite de Surprise Lake
Tertiaire précoce (Éocène principalement)
Domaine insulaire
Sud de la Colombie-Britannique
Centre ouest de la Colombie-Britannique
Nord de la Colombie-Britannique et Yukon
Bassin de l'avant-pays
Complexe plutonique côtier
Plutons du Paléozoïque et du Trias tardif
Plutons du Jurassique précoce
Plutons du Jurassique moyen et tardif
Plutons du Jurassique tardif et du début du Crétacé précoce
Plutons de la fin du Crétacé précoce et du Crétacé moyen
Plutons du Crétacé tardif
Plutons du Tertiaire précoce
Tertiaire tardif
Suite de Chilliwack
Pluton de King Island
Suite de Kano
Suites de Tkope, de Wrangell et de La Perouse
Directions régionales et classification tectonique
Références

Chapitre 15

RÉGIMES PLUTONIQUES

G.J. Woodsworth, R.G. Anderson, et R.L. Armstrong

avec des contributions de L.C. Struik (Protérozoïque et Paléozoïque)
et P. van der Heyden (Complexe plutonique côtier)

RÉSUMÉ

Dans la Cordillère du Canada, les plus fortes concentrations de roches plutoniques sont situées dans les domaines côtier et d'Omineca; cependant, il en existe aussi en quantités significatives dans les domaines adjacents. La plupart des plutons de la Cordillère s'échelonnent du Trias tardif au Paléogène et sont contemporains et comagmatiques des suites volcaniques.

Les plutons protérozoïques et paléozoïques du protocontinent nord-américain comprennent des granodiorites du Protérozoïque précoce et moyen, des plutons alcalins du Protérozoïque tardif, des suites alcalines ou carbonatitiques du Paléozoïque précoce, et des filons-couches et diatrèmes mafiques du Protérozoïque et du Paléozoïque. Le terrane péricratonique de Kootenay contient des intrusions dont la composition varie du granite à la diorite quartzique qui s'échelonnent principalement de l'Ordovicien au Mississippien. Le terrane de Monashee comporte des intrusions alcalines protérozoïques et paléozoïques(?). Le terrane de Slide Mountain englobe une gamme de plutons paléozoïques composés principalement de diorite, de porphyre quartzique et de tonalite. Le terrane d'Alexander renferme des plutons calco-alcalins allant de l'Ordovicien au Silurien précoce, des plutons sodiques du Silurien moyen-tardif mis en place au cours de l'orogenèse de Klakas et, dans le massif St. Elias, des stocks et batholites calco-alcalins du Paléozoïque tardif. La Wrangellie comprend de petits plutons mafiques à ultramafiques dans le massif St. Elias, et des porphyres quartzo-feldspathiques dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique.

La majeure partie des plutons du Trias tardif se présentent sous forme de petits massifs ultramafiques de type alaskien dans la Quesnellie et la Stikinie, ainsi que dans une zone de granitoïdes calco-alcalins à tholéiitiques, qui recoupent la Stikinie le long de l'arche de Stikine. Les deux suites sont apparentées spatialement et sans doute aussi génétiquement, et se trouvent associées à des volcanites du Trias moyen-supérieur.

Woodsworth G. J., Anderson, R. G. et Armstrong, R. L.
1991: Régimes plutoniques; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 15, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

Une activité plutonique a affecté la Quesnellie, la Stikinie et la Wrangellie au Jurassique précoce. Les batholites calco-alcalins de la Quesnellie et les massifs alcalins de la Quesnellie et de la Stikinie présentent des affinités spatio-temporelles étroites avec les volcanites du Trias supérieur et du Jurassique inférieur. Dans la Stikinie, des plutons calco-alcalins sont présents sur les bordures ouest, nord et sud du bassin de Bowser et pourraient être associés au volcanisme d'Hazelton du Jurassique précoce et moyen. Au Yukon, une suite de plutons mal datés pourrait être associée en grande partie au volcanisme de la cuvette de Whitehorse. Dans la Wrangellie, des plutons calco-alcalins de type I du Jurassique précoce-tardif forment une zone bien définie liée au volcanisme de Bonanza (Jurassique précoce) et de Yakoun (Jurassique moyen). Une zone de plutons du Jurassique précoce et moyen, qui semble longer la bordure est du Complexe plutonique côtier sur presque toute sa longueur, pourrait être contemporaine du volcanisme du Jurassique précoce et moyen représenté par le Groupe de Hazelton.

Dans le sud de la Colombie-Britannique, les plutons du Jurassique moyen correspondent à une suite alcaline initiale, à un plutonisme calco-alcalin généralisé subséquent et finalement à des granites à deux micas à étendue limitée. Les équivalents volcaniques de ces roches sont rarement préservés. Il existe aussi des plutons du Jurassique moyen dans le Domaine côtier et dans de petits groupes distinctifs à l'est et au nord du bassin de Bowser.

Les plutons du Jurassique tardif-début du Crétacé précoce sont fréquents dans la partie nord des domaines insulaire et côtier, mais peu abondants ailleurs dans la Cordillère du Canada. Des plutons de cet âge, associés aux volcanites d'arc du Groupe de Gambier, sont présents dans le Complexe plutonique côtier. Dans le massif St. Elias, les plutons de l'intervalle du Jurassique tardif au Crétacé précoce pourraient constituer le prolongement nord des massifs du Complexe plutonique côtier. Dans le Domaine intermontagneux, les Intrusions de Francois Lake du Crétacé initial se rencontrent uniquement dans la Stikinie et le terrane de Cache Creek, le long de l'arche de Skeena.

Les roches granitiques du Crétacé moyen sont concentrées dans deux vastes zones géographiques qui coïncident approximativement avec les deux grandes zones de roches métamorphiques de la Cordillère du Canada. Celles de la zone orientale, qui longe plus ou moins le Domaine d'Omineca, sont principalement felsiques et de type S, et présentent des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ supérieurs à 0,710; celles de la zone occidentale, située en majeure partie dans le Domaine côtier, sont de type I, de composi-

tion felsique à mafique, et présentent des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ inférieurs à 0,706. Dans la zone orientale, les nombreux batholites et stocks discordants sont principalement de composition granitique et granodioritique. Leur mise en place a apparemment eu lieu après, ou parfois pendant, les principales périodes de métamorphisme et de déformation qui ont affecté la région. Une grande partie de ces plutons, tout comme les plutons de syénite et de monzonite quartzique du même âge observés dans l'ouest du Yukon, n'ont aucun équivalent volcanique connu. Dans la cuvette de Whitehorse, une suite de plutons principalement granodioritiques pourrait être hypovolcanique par rapport aux volcanites de Mount Nansen du Crétacé moyen. Dans le Domaine de l'avant-pays, de petites intrusions alcalines sont comagmatiques des volcanites de Crowsnest du Crétacé moyen.

Les roches plutoniques du Crétacé moyen de la zone occidentale sont principalement présentes dans le Domaine côtier, où elles ont été mises en place avant, pendant et après la déformation et le métamorphisme régionaux. Dans le nord du Domaine insulaire, des plutons calco-alcalins recoupent les roches de la Wrangellie et du terrane d'Alexander, ainsi que l'Assemblage de Gravina-Nutzotin qui les recouvre. Des roches ultramafiques de type alaskien du Crétacé moyen dessinent une zone linéaire qui, du massif St. Elias, traverse le sud-est de l'Alaska pour se rendre peut-être jusque dans le Complexe plutonique côtier, en Colombie-Britannique. Elles pourraient être associées aux volcanites de l'Assemblage de Gravina-Nutzotin.

Les plutons du Crétacé tardif abondent dans le Domaine intermontagneux et dans une zone qui traverse obliquement le Domaine côtier, du nord-ouest ou sud-est. Ceux du Domaine intermontagneux sont généralement de petits massifs calco-alcalins, mis en place à faible profondeur, qui pourraient être comagmatiques des unités étendues de volcanites non marines du Crétacé supérieur. Les plutons du Domaine côtier vont des intrusions post-tectoniques, mises en place à faible profondeur, aux massifs synmétamorphiques d'origine profonde.

La plupart des plutons paléogènes datent de l'Éocène précoce et moyen. Cette période est marquée par la fin du plutonisme étendu dans la Cordillère du Canada, ainsi que par le soulèvement et l'érosion du toit des complexes métamorphiques dans les domaines d'Omineca et côtier. Les plutons éocènes sont concentrés en majeure partie dans le centre et l'est du Complexe plutonique côtier, où ils pourraient être les équivalents profonds de roches volcaniques et des plutons, mis en place à faible profondeur, du Domaine intermontagneux; les autres plutons se trouvent dans les domaines intermontagneux et insulaire et, dans une faible proportion, dans le Domaine de l'avant-pays. Dans presque tous les cas, les plutons éocènes forment des stocks discordants de faible dimension et mis en place à faible profondeur, dont un grand nombre sont apparentés spatialement et génétiquement aux volcanites éocènes.

Les plutons felsiques oligocènes et miocènes se rencontrent uniquement dans les domaines côtier et insulaire. La plupart sont de petite taille, ont été mis en place à de faibles profondeurs et pourraient être génétiquement apparentés aux volcanites voisines, auxquelles ils se comparent d'ailleurs par l'âge et la composition. La plupart des plutons sont vraisemblablement associés à la subduction, et ceux du massif St. Elias à des failles coulissantes régionales.

INTRODUCTION

Une grande partie de la Cordillère du Canada, et plus particulièrement les domaines côtier et d'Omineca, se compose de roches plutoniques; dans la plupart des cas, ce sont des roches granitoïdes calco-alcalines, de composition dioritique à granitique, qui s'échelonnent du Mésozoïque au Tertiaire. Le nombre de datations radiométriques exécutées sur des plutons et des volcanites de la région a presque décuplé depuis la publication des ouvrages de Gabrielse et Reesor (1974) et de Roddick et Hutchison (1974) sur le plutonisme dans la Cordillère. Armstrong (1988) a examiné quelque 3 000 datations, environ le tiers sur des plutons, obtenues principalement par le potassium-argon, mais aussi par le rubidium-strontium et par la méthode de plus en plus populaire de l'uranium-plomb. Cependant, les études pétrologiques et structurales détaillées n'ont pas suivi le rythme de la croissance de la base de données isotopiques, de sorte qu'il n'a été publié depuis dix ans que très peu d'études détaillées sur la pétrologie et la structure des roches plutoniques de la Cordillère du Canada.

Comme c'est le cas avec d'autres types de roches, les roches plutoniques peuvent être antérieures à l'accrétion, contemporaines de l'accrétion ou postérieures à l'accrétion. Leur minéralogie, leur texture, leur composition chimique et isotopique, leur structure et le mode de mise en place des plutons reflètent le milieu tectonique dans lequel le pluton s'est formé et a été mis en place. Toutefois, comme la plupart des plutons sont associés à des zones de métamorphisme régional dans lesquelles ni l'histoire de l'accrétion des terranes ni même l'identité des terranes ne sont connues avec certitude, et que le mode d'origine des plutons est inconnu dans bien des cas, il a semblé préférable de considérer le plutonisme dans la Cordillère des points de vue descriptif et chronologique. Les intervalles d'âges utilisés dans le présent chapitre diffèrent légèrement de ceux d'Armstrong (1988), même si la base de données est la même. La présente synthèse met l'accent sur les caractéristiques chimiques et pétrographiques, la subdivision en suites et le milieu tectonique des roches, plutôt que sur les données radiométriques, et sert donc de complément à Armstrong (1988). Les auteurs dérogeront exceptionnellement à cette approche chronologique dans le cas du Complexe plutonique côtier, qui est considéré comme une entité, même s'il englobe des roches d'âges divers. Pour les besoins des descriptions, des noms informels sont donnés à un certain nombre de suites plutoniques, dont chacune possède des caractéristiques lithologiques et structurales distinctives. La figure 15-1 (en pochette) montre la distribution de ces suites et de divers plutons.

PROTÉROZOÏQUE ET PALÉOZOÏQUE

L'état actuel des connaissances ne permet pas de présenter une synthèse complète des plutons protérozoïques et paléozoïques de la Cordillère du Canada. Les terranes du Paléozoïque étaient probablement très dispersés, et la majorité des plutons sont principalement déformés et métamorphisés. Le socle granitoïde précambrien, qui se rencontre uniquement dans les domaines de l'avant-pays et d'Omineca, est examiné au chapitre 4.

Les roches plutoniques antérieures au Mésozoïque du protocontinent nord-américain comprennent des granodiorites et des gabbros précambriens, des suites al-

calines à carbonatitiques du Paléozoïque precoce (sauf au nord de la faille de Kaltag où elles sont principalement granitiques), et des filons-couches et diatrèmes mafiques du Protérozoïque et du Paléozoïque. Dans le terrane péricratonique de Kootenay, les intrusions dont la composition varie du granite à la diorite quartzique s'échelonnent principalement de l'Ordovicien au Mississippien; les roches syénitiques sont en partie du même âge que les roches granitiques, et en partie d'âge incertain. Le terrane de Monashee comporte des intrusions alcalines protérozoïques et paléozoïques(?). Le terrane de Slide Mountain comprend une gamme de petits plutons du Paléozoïque composés principalement de diorite, de porphyre quartzique et de tonalite. Le terrane d'Alexander se compose de plutons ordoviciens à siluriens et de complexes dioritiques à granitiques du Paléozoïque tardif. La Wrangellie contient des plutons mafiques paléozoïques et des porphyres quartzo-feldspathiques dévoniens.

Protocontinent nord-américain

Les roches plutoniques précambriennes du protocontinent nord-américain comprennent des gneiss granitoïdes du Protérozoïque précoce, moyen et tardif (chapitre 4). Dans les monts Wernecke et Ogilvie, de nombreux filons-couches et massifs lenticulaires de gabbro, de diorite et de quantités mineures de péridotite (Green, 1972), appelés ici «dykes de Rackla», recoupent le Supergroupe de Wernecke. La rareté de ces dykes dans le Groupe de Pinguicula susjacent suggère qu'ils sont postérieurs à la mise en place du Supergroupe de Wernecke et antérieurs au Groupe de Pinguicula. De nombreux massifs bréchiques et diatrèmes d'origine incertaine (dôme de Coal Creek et diatrèmes des monts Wernecke), eux aussi présumés postérieurs au Supergroupe de Wernecke et antérieurs au Groupe de Pinguicula, donnent un âge U/Pb sur monazite d'environ 1270 ± 40 Ma (Parrish et Bell, 1987).

Dans les monts Mackenzie, des filons-couches et dykes de diabase (dykes de Thundercloud) donnent des âges d'environ 770 Ma par isochrone Rb/Sr (Armstrong et al., 1982). La diorite associée spatialement à des coulées à la base du Groupe de Coates Lake livre un âge U/Pb sur zircon de 780 ± 2 Ma (Jefferson et Parrish, 1989). Plus à l'ouest, dans les monts Ogilvie, les volcanites du Complexe de Mount Harper donnent un âge U/Pb sur zircon de 751 Ma (Roots, 1987). Ces événements magmatiques sont associés à une stratigraphie et à des structures qui suggèrent un processus de distension continentale (Thompson et al., 1987).

Dans le nord-est de la Colombie-Britannique, les dykes à orientation nord de la Suite de MacDonald recoupent l'Assemblage de Muskwa, mais sont plus jeunes que l'Assemblage de Windermere (Taylor et Stott, 1973); ils remontent vraisemblablement au Protérozoïque tardif.

Dans le sud-est de la Colombie-Britannique, une suite de filons-couches et de dykes, qui a reçu divers noms (filons-couches de Moyie, filons-couches de Purcell et roches intrusives de Purcell; Schofield, 1915; Rice, 1937; Reesor, 1958), a fait l'objet de nombreuses études; elle sera appelée ici «Suite de Moyie». Les filons-couches, dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 700 m, recoupent toutes les unités du Supergroupe de Purcell. Zartman et al. (1982) ont obtenu des âges U/Pb paraconcordants de 1 433 Ma sur des zircons provenant du filon-couche de Crossport, dans l'Idaho; cependant, les filons-couches représentent probablement plus d'un épisode d'intrusion (chapitre 5). Un grand nombre d'entre eux sont différenciés, et leur composition va du gabbro à la diorite quartzique granophyrique (Bishop, 1974). Les filons-couches sont chimiquement tholéiitiques; les membres plus différenciés sont très enrichis en Fe et en Ti (Hunt, 1964; Bishop, 1974). Tout comme les dykes de Rackla et de Thundercloud, la Suite de Moyie résulte probablement de la distension et de l'amincissement de la croûte continentale au Protérozoïque moyen.

Le Stock de Hellroaring Creek, dans le sud-est de la Colombie-Britannique, est une granodiorite à tourmaline et muscovite de type S, à grain grossier, qui recoupe le Supergroupe de Purcell. Un âge Rb/Sr de 1320 ± 50 Ma obtenu pour un rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,81 ± 0,06 (Ryan et Blenkinsop, 1971), et un âge U/Pb de 1 342 ± 7 Ma (J.K. Mortensen, communication personnelle, 1987) indiquent clairement que le stock date du Protérozoïque moyen.

Des diatrèmes ultramafiques alcalins sont présents à plusieurs endroits dans le Domaine de l'avant-pays (Pell, 1987a,b). Exception faite de la kimberlite de Cross, tous ces diatrèmes sont contenus dans des sédiments clastiques et carbonatés de plate-forme qui s'échelonnent du Cambrien au Silurien. L'amas de Bull River comporte au moins 40 pipes bréchiques et des roches associées, la plupart entourées et interstratifiées de carbonates de la Formation de Beaverfoot de l'Ordovicien-Silurien. Selon la plupart des critères, les diatrèmes de Mountain, dans les monts Mackenzie, sont des kimberlites; ils donnent des âges K/Ar et Rb/Sr qui s'échelonnent de l'Ordovicien tardif au Silurien (Godwin et Price, 1986). Certaines pipes ont un âge comparable à celui des volcanites mafiques de la Formation de Marmot, qui s'observent à proximité (chapitre 7). Les diatrèmes de l'amas de Golden se composent de brèches et de dykes à macrocristaux d'augite titanifère, de phlogopite et d'autres minéraux (Ijewliw, 1987). L'analyse Rb/Sr et K/Ar de cette suite donne des âges dévono-mississippiens (Pell, 1987b). Le diatrème mafique le plus jeune est la kimberlite de Cross, présente dans le sud-est de la Colombie-Britannique. C'est une pipe profondément érodée qui contient des mégacristaux d'olivine, de phlogopite, de pyroxène, de grenat et de spinelle (Pell, 1987a,b; Ijewliw, 1987). L'analyse Rb/Sr sur phlogopite donne des âges de 240 à 250 Ma (Smith et al., 1988), ce qui situe la kimberlite au Permien tardif ou au Trias précoce.

Le complexe carbonatitique d'Aley recoupe des sédiments cambriens dans le Domaine de l'avant-pays. Il comporte une enveloppe externe de syénite altérée et un coeur de carbonatite; des dykes de ferrocarbonatite riches en Nb et en éléments des terres rares recoupent l'auréole de contact (Mader, 1987). Une petite pipe bréchique de lamprophyre ultramafique, appelée «diatrème d'Ospika», affleure à quelques centaines de mètres du complexe carbonatitique, mais les relations entre ces deux massifs ne sont pas claires (Pell, 1986). L'analyse Rb/Sr et K/Ar sur les micas provenant du complexe d'Aley et du diatrème d'Ospika donne des âges de 323 à 349 Ma, ce qui situe l'intrusion au Mississippien.

Des intrusions syénitiques du Paléozoïque sont présentes sur le protocontinent nord-américain, jusqu'à la faille de Kaltag au nord. Au Yukon, ces intrusions comprennent le Pluton de Dave Lord (âge de 372 ± 15 Ma sur hornblende [Wanless et al., 1979] et par isochrone Rb/Sr sur roche totale de 352 ± 5 Ma [K. Bell, communication

personnelle, 1986]) et trois plutons dont les âges K/Ar s'échelonnent du Cambrien au Permien (Baadsgaard et al., 1961). Dans le centre des Rocheuses, la syénite à sodalite de Bearpaw Ridge recoupe des roches volcanoclastiques siluriennes dont elle pourrait être contemporaine (Pell, 1985, 1987b). Le Complexe d'Ice River est le plus gros de tous les complexes alcalins présents dans les Rocheuses du Sud. Faisant intrusion dans des carbonates du Cambrien supérieur, il se compose de roches riches en néphéline et en pyroxènes (jacupirangite ou urtite) et d'un massif carbonatitique recoupé par une syénite à néphéline et à sodalite (Currie, 1975). Le complexe est difficile à dater, car tous les systèmes isotopiques ont été dérangés. Toutefois, des travaux récents le placent dans l'intervalle de 356 à 372 Ma, et plus probablement à 368 - ± 4 Ma (Dévonien tardif) (Parrish et al., 1987). Dans la chaîne Monashee, l'amas de Blue River comprend un certain nombre de couches de carbonatite qui recoupent le Groupe de Horsethief Creek (Pell, 1985, 1987b) et dont quelques-unes contiennent des éléments des terres rares en concentrations économiquement intéressantes.

Terrane de l'Alaska arctique

Des plutons du Paléozoïque, mal exposés et peu étudiés, sont présents dans le terrane de l'Alaska arctique, au Yukon, au nord de la faille de Kaltag; leur composition varie du granite et de la granodiorite à la monzodiorite. La plupart se composent de granite à biotite hyperalumineux, à grain moyen ou grossier. Leur étendue varie de 1 km² à 1 700 km², le plus gros étant le Batholite d'Old Crow. Les âges K/Ar, presque tous sur biotite, s'échelonnent de 95 à 431 Ma, mais la plupart sont groupés dans l'intervalle de 250 à 350 Ma (Norris et Yorath, 1981; Brosge et Reiser, 1969); ces âges sont toutefois contestables, car de nombreux massifs ont subi une altération hydrothermale intense. Les plutons de Mount Fitton et de Mount Sedgwick sont généralement supposés du Dévonien, ce qui paraît vraisemblable étant donné que cette région a été affectée par un diastrophisme étendu au cours du Dévonien tardif. Des données U/Pb de plutons semblables dans l'est de la chaîne de Brooks, en Alaska, définissent une droite dont l'intersection supérieure avec la courbe Concordia se situe entre 365 et 410 Ma (Dillon et al., 1987), ce qui est interprété comme l'indication d'un plutonisme étendu au Dévonien dans le terrane de l'Alaska arctique.

Terrane de Kootenay

Les orthogneiss granitiques du terrane de Kootenay, au Yukon, ont déjà été inclus dans le Gneiss de Pelly, mais l'usage courant favorise l'emploi de noms plus spécifiques. Mortensen (1983, 1986) a reconnu trois événements intrusifs distincts, en se fondant sur la lithologie et les données isotopiques. Les roches se présentent sous forme d'intrusions discordantes et de filons-couches foliés dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs kilomètres. Le plus étendu de ces corps géologiques est la Suite de Mink Creek, qui comprend de gros massifs d'orthogneiss oeillé dont la composition varie du granite à la monzonite quartzique. Ces roches datent du Mississippien précoce et sont de type S. Une deuxième suite plutonique, la Suite de Simpson Range (Mortensen, 1983; Mortensen et Jilson, 1985), comprend les roches du même nom dans le sud-est du Yukon et le Gneiss de Selwyn (Tempelman-Kluit et Wanless, 1980) dans le centre ouest du Yukon. La composition de cette suite varie de la diorite quartzique à hornblende et biotite à la monzonite quartzique, elle s'échelonne du Dévonien tardif au Mississippien précoce (âges U/Pb sur zircon) et est typiquement de type I. Une troisième unité, légèrement plus jeune, l'orthogneiss de Sulphur Creek, forme un massif de la taille d'un batholite dans la région du Klondike, dans le centre ouest du Yukon (J.K. Mortensen, communication personnelle, 1987). C'est une monzonite quartzique à biotite, gneissique, qui donne un âge U/Pb concordant (sur zircon) du Permien précoce.

Dans le nord de la Colombie-Britannique, des filons-couches plissés et foliés de granite à biotite et muscovite recoupent des strates du Paléozoïque supérieur et donnent des âges U/Pb discordants siluriens ou possiblement dévoniens (Gabrielse et al., 1982). Dans le sud de la Colombie-Britannique, un certain nombre de massifs, dont le Batholite de Mount Fowler, l'Orthogneiss de Quesnel Lake et le Gneiss de Clachnacudainn, remontent au Paléozoïque selon des datations U/Pb sur zircon (Okulitch et al., 1975; Okulitch, 1985; Getsinger, 1985; P. van der Heyden, communication personnelle, 1986). Cependant, les compositions isotopiques des zircons sont invariablement complexes, et la perte de plomb ainsi que la présence de zircons possiblement hérités en compliquent l'interprétation. La plupart des plutons présentent une bonne foliation ou linéation. Ce sont tous des orthogneiss qui ont été métamorphisés et déformés au Mésozoïque ou au Tertiaire et qui donnent des âges K/Ar du Tertiaire précoce. Ils pourraient remonter au Paléozoïque, mais les données ne permettent pas une datation plus précise. Cependant, l'Orthogneiss de Quesnel Lake se situe certainement entre le Dévonien tardif et le Mississippien précoce, à en juger par des âges U/Pb discordants obtenus sur des zircons (Mortensen et al,. 1987).

Terrane de Monashee

Plusieurs massifs de syénite gneissique et de carbonatite intrusifs et extrusifs se rencontrent dans les gneiss de couverture qui reposent structuralement sur le dôme de gneiss de Frenchman Cap (Pell, 1987b). La carbonatite de Mount Grace est le mieux étudié des massifs extrusifs (Høy et Kwong, 1986). Le gneiss syénitique de Mount Copeland, qui pourrait être structuralement sous-jacent à la carbonatite de Mount Grace, est un complexe igné alcalin qui s'est mis en place sous la forme d'un filon-couche ou d'une série de filons-couches et de dykes, et qui a plus tard été métamorphisé jusqu'au faciès des amphibolites (Currie, 1976). L'analyse U/Pb de la syénite de Mount Copeland donne des âges situés au Protérozoïque tardif (Okulitch et al., 1981). L'étude plus poussée de ces échantillons (Parrish et Scammell, 1988) a permis d'obtenir des datations U/Pb de 740 ± 36 Ma sur les coeurs des zircons, ce qui pourrait représenter l'âge de la syénite. Toutefois, les compositions isotopiques se révélant complexes et anormales, la syénite pourrait être plus jeune.

Terrane de Slide Mountain

Le terrane de Slide Mountain contient divers plutons paléozoïques de faible dimension. Par exemple, dans le nord de la Colombie-Britannique, un puissant filon-couche de tonalite du Permien précoce (âges U/Pb sur zircon et sphène de 276 ± 6 Ma) recoupe une faille de chevauchement

dans le Groupe de Sylvester (Harms, 1986), et des massifs de granite et de diorite à hornblende du Permien se rencontrent dans les nappes de charriage. Une diorite foliée du Dévonien tardif, qui contient des zircons hérités du Protérozoïque précoce, forme une digitation dans le Groupe de Sylvester. Dans le sud de la Colombie-Britannique, la diorite de Whitewater, syntectonique et datant du Permien, recoupe les strates du Groupe de Kaslo (Klepacki et Wheeler, 1985).

Domaines côtier et insulaire

Dans le terrane de Bridge River, des diorites, des diorites quartziques et des granites altérés, présents au sein de la zone de failles de Bralorne, ont produit des âges K/Ar, Rb/Sr et U/Pb situés au Permien (Leitch et Godwin, 1987; Leitch et al., 1990).

Dans le sud-est de l'Alaska, le terrane d'Alexander comprend des volcanites d'arc de l'Ordovicien-Silurien inférieur, associées spatialement et temporellement à une suite calco-alcaline cogénétique, de composition semblable, variant de la diorite à la granodiorite, et des quantités moindres de gabbro, d'ultramafites, de granite et de syénite quartzique. Il y a eu mise en place de trondhjémite et de leucodiorite sodique au Silurien moyen-tardif, durant le principal épisode de déformation et de métamorphisme de l'orogène de Klakas, qui était essentiellement en régime compressif (Gehrels et Saleeby, 1987; Gehrels et al., 1983; Armstrong, 1985). Dans le massif St. Elias, la Suite d'Icefield Ranges comprend des complexes batholitiques et des massifs à injection multiple et des massifs plus petits. La mise en place de cette suite s'est accomplie à de faibles profondeurs et la composition varie de syénitique et granodioritique à dioritique. Il existe aussi d'autres massifs relativement homogènes de granite et de granodiorite mégacristallins. La plupart des datations K/Ar sur biotite et hornblende donnent des âges allant de 270 à 290 Ma (du Pennsylvanien tardif au Permien précoce) (Dodds et Campbell, 1988). Dans l'est de l'Alaska, les plutons de la Suite d'Icefield Ranges ne sont pas limités seulement au terrane d'Alexander, mais recoupent aussi des strates attribuées à la Wrangellie (p. ex., MacKevett, 1978). Dans les monts Wrangell, dans l'est de l'Alaska, le pluton de Barnard Glacier recoupe le terrane d'Alexander et la Wrangellie; il date du Pennsylvanien moyen (analyse U/Pb sur zircon), ce qui laisse supposer que la Wrangellie et le terrane d'Alexander s'étaient déjà réunis à cette époque (Gardner et al., 1988).

Dans le massif St. Elias, la Wrangellie contient de nombreux petits massifs de gabbro et de diorite qui pourraient dater du Paléozoïque (Dodds et Campbell, 1988). Les complexes gabbroïques de Steele Creek et de Mount Constantine et la serpentinite associée pourraient constituer le socle de la Wrangellie. Le premier supporte des strates du Permien inférieur, et le second donne un âge K/Ar sur hornblende de 364 ± 37 Ma (Dodds et Campbell, 1988). À l'intérieur de la Wrangellie, dans le sud de la Colombie-Britannique, les Intrusions de Saltspring ont produit des âges U/Pb sur zircon discordants qui les placent au Dévonien précoce (Muller, 1980; Brandon et al., 1986). Ce sont des porphyres quartzo-feldspathiques foliés et métamorphisés qui pourraient être associés à la diorite quartzique paléozoïque du Complexe de Turtleback, dans les îles San Juan.

Dans le nord de la chaîne des Cascades, le Complexe de Yellow Aster est une unité cristalline composée de roches gabbroïques à trondhjémitiques qui s'échelonnent du Précambrien au Paléozoïque précoce (Mattinson, 1972; Misch, 1977). Au mont Vedder, dans le nord de la chaîne des Cascades, à l'est de Vancouver, un gabbro d'âge indéterminé se compare lithologiquement aux gabbros du Paléozoïque précoce et du Jurassique des îles San Juan (Armstrong et al., 1983).

TRIAS TARDIF

Les roches plutoniques du Trias tardif de la Cordillère canadienne appartiennent en majeure partie à deux suites principales. La Suite ultramafique de Polaris est une zone de petits massifs ultramafiques de type alaskien qui sont associés spatialement aux volcanites du Trias supérieur de la Quesnellie et de la Stikinie. La Suite de Stikine se compose de roches granitoïdes d'affinité tholéiitique à calco-alcaline qui intrudent la Stikinie le long de l'arche de Stikine. Les deux suites sont associées spatialement et probablement aussi génétiquement à des volcanites du Trias moyen-supérieur et, par conséquent, l'une à l'autre. En effet, elles coexistent dans les batholites de Hotailuh, de Hickman et de Stikine et dans le stock de Kaketsa. Elles sont toutes les deux riches en hornblende et présentent des affinités alcalines.

Dans le sud des monts Ogilvie, un filon-couche épais de gabbro différencié est injecté dans le Quartzite de Keno Hill du Mississippien (Tempelman-Kluit, 1970). L'analyse U/Pb préliminaire du filon-couche suggère qu'il date du Trias moyen (J.K. Mortensen, communication personnelle, 1987).

Plusieurs massifs de gabbro du Trias tardif sont présents dans la Wrangellie et le terrane d'Alexander. Dans l'île de Vancouver, des datations U/Pb sur des zircons provenant d'un gabbro à hornblende ont produit des âges concordants de 217 à 222 Ma; ce gabbro est vraisemblablement associé aux basaltes de la Formation de Karmutsen du Trias supérieur qui sont caractéristiques de la Wrangellie (Isachsen et al., 1985). Dans la Wrangellie, dans le sud-ouest du Yukon, des massifs mafiques à ultra-mafiques ont livré des âges K/Ar sur phlogopite de 224-225 Ma (Campbell, 1981). Dans l'île Duke, dans le sud-est de l'Alaska, un gabbro à pyroxène, anciennement placé dans le Jurassique, a produit un âge U/Pb sur zircon de 226 ± 3 Ma qui le fait remonter au Trias tardif (Gehrels et al., 1987).

Dans le nord de la chaîne des Cascades, dans l'État de Washington, la Diorite quartzique de Marblemount et le Pluton de Dumbell Mountain sont des massifs tonalitiques allongés qui ont produit des âges U/Pb relativement concordants d'environ 220 Ma (Tabor et al., 1987; Cater, 1982; Mattinson, 1972).

Suite ultramafique de Polaris

De nombreuses intrusions ultramafiques à mafiques forment une zone arquée autour des marges est et nord du bassin de Bowser. La plupart d'entre elles n'ont que quelques kilomètres carrés de superficie et ressemblent lithologiquement, pétrographiquement, chimiquement et structuralement aux complexes ultramafiques «zonés» du Crétacé moyen qui s'observent dans le sud-est de l'Alaska (Clark, 1980; Irvine, 1976). La plus étendue de ces intru-

sions, le Complexe de Polaris, a environ 14 km de longueur et 3 km de largeur. Elles sont presque toutes circulaires ou allongées vers le nord-ouest. Elles se caractérisent par la présence de dunite, de wehrlite, de clinopyroxénite, de hornblendite et de gabbro à hornblende ou de diorite. Les orthopyroxènes sont typiquement absents, les plagioclases rares ou interstitiels. Plusieurs des gros massifs, notamment le complexe de Turnagain (Clark, 1980), présentent une zonation concentrique avec un coeur de dunite ou de péridotite entouré de roches à clinopyroxène et hornblende, et une bordure de gabbro ou de diorite (Irvine, 1976).

Les roches ultramafiques de la Suite de Polaris sont le plus abondantes à proximité des bordures nord et est du Batholite de Hogem, où elles recoupent les roches de la Quesnellie. Le Complexe de Polaris, à l'est, est séparé de l'amas de Hogem par la faille de Lay Range et intrude des roches qui sont présumées appartenir à la Quesnellie. Au nord de l'amas principal, le massif ultramafique de Menard Creek recoupe les volcanites de l'Assemblage de Stuhini, unité caractéristique de la Stikinie. Plus au nord, les plutons de Lunar Creek et de Turnagain longent la faille de Kutcho. L'Ultramafite de Gnat Lakes, située près de l'extrémité nord-ouest de la chaîne de plutons de Polaris, représente une phase primitive du Batholite de Hotailuh (fig. 15-2) (Anderson, 1983a). Constituée de clinopyroxénite à hornblende et de hornblendite, elle est contemporaine de la majeure partie du Groupe de Stuhini du Trias supérieur (Anderson, 1983b).

Les datations K/Ar sur la hornblende provenant des massifs de Gnat Lakes, de Wrede Creek et de Johanson Lake donne des âges s'échelonnant de 215 à 232 Ma (Anderson dans Stevens et al., 1982b; Wong et al., 1985; Woodsworth dans Stevens et al., 1982a), ce qui correspond au Trias moyen-tardif. Les âges obtenus pour le Complexe de Polaris (Jurassique moyen-tardif) semblent indiquer l'existence ultérieure d'un épisode d'altération et de plutonisme étendus (Irvine, 1976). En se fondant sur l'association spatiale étroite qui existe entre les massifs ultramafiques et les volcanites du Trias supérieur, Irvine (1976) a avancé l'hypothèse d'un lien génétique entre les deux. Selon Clark (1980), le massif de Turnagain représente un cumulat alcalin formé dans une chambre magmatique sous un volcan du Trias tardif. Pour Anderson (1983a), les dykes de basalte à phénocristaux de clinopyroxène et de plagioclase qui se trouvent dans le Batholite de Hotailuh constituent le lien hypovolcanique entre l'Ultramafite de Gnat Lakes et les basaltes d'affinité calco-alcaline à tholéiitique du Groupe de Stuhini.

Les similitudes de lithologie et d'âge observées entre les massifs ultramafiques au nord et à l'est du bassin de Bowser, peu importe le terrane, suggèrent que les volcanites de la Quesnellie et de la Stikinie étaient réunies avant le Trias tardif. La linéarité de la zone ultramafique suggère en outre qu'après cette époque, aucun décrochement important ne s'est produit le long des systèmes de failles de Lay Range, d'Ingenika et de Pinchi. En revanche, le rattachement du massif de Menard Creek à la Stikinie pourrait être erroné, ou encore la distribution linéaire des roches ultramafiques pourrait n'être qu'une simple coïncidence. Dans ce cas, la Quesnellie et la Stikinie pourraient avoir constitué des arcs volcaniques distincts, chacun avec son évolution propre, jusqu'au Jurassique précoce.

Dans le sud de la Colombie-Britannique, le complexe gabbroïque et ultramafique de Tulameen, du Trias tardif (Findlay, 1969; St. Louis et al., 1986; Nixon et Rublee, 1988), intrude les roches du Groupe de Nicola du Trias supérieur et ressemble, presque à tous égards, aux autres roches ultramafiques de type alaskien de la suite ultramafique de Polaris. La datation K/Ar de la hornblende donne des âges d'environ 197 Ma à 215 Ma (Roddick et Farrar, 1971).

Suite de Stikine

Les plutons granitoïdes du Trias tardif ne s'observent que dans l'arche de Stikine, sur les flancs nord et ouest du bassin de Bowser. Contrairement à la Suite ultramafique de Polaris, dont l'âge est comparable, les plutons de la Suite de Stikine sont présents uniquement dans la Stikinie.

Une partie du Batholite de Hotailuh (Anderson, 1983a) est typique de la Suite de Stikine (fig. 15-2). Ce batholite, un des mieux étudiés de la Cordillère canadienne, est un grand (1 100 km^2) massif composite qui comporte une suite plutonique du Trias tardif que recoupe une suite plutonique jurassique. (La suite jurassique, qui date principalement du Jurassique moyen et tardif, est décrite ailleurs dans le présent chapitre). La suite triasique comprend quatre unités. Ce sont, en commençant par la plus ancienne (d'après les relations observées sur le terrain), le Pluton de Latham (diorite à biotite et hornblende), le Pluton de Cake Hill (à prédominance de monzodiorite quartzique et de monzodiorite); l'Ultramafite de Gnat Lakes (décrite ci-dessus) et le Pluton de Beggerlay Creek (gabbro à hornblende et diorite altérés). Certaines parties de la suite sont recouvertes d'un conglomérat volcanique à galets de granitoïdes qui se trouve à la base du Groupe de Stuhini du Trias supérieur (Anderson, 1983a). Le Pluton de Beggerlay Creek intrude nettement et a métamorphisé le Groupe de Stuhini. Les âges K/Ar s'échelonnent de 215 à 230 Ma; ils s'accordent tout à fait avec l'âge du Trias tardif inféré de la stratigraphie, mais, en revanche, ils ne s'accordent qu'approximativement avec la chronologie relative de l'événement intrusif, elle aussi inférée (Anderson, 1983a; Anderson dans Stevens et al., 1982b).

Les plutons de Latham et de Cake Hill sont modérément à intensément foliés; les autres plutons ne sont pas foliés du tout. La hornblende est le seul minéral mafique dans la plupart des plutons, tandis que la magnétite, l'apatite et le sphène sont des minéraux accessoires caractéristiques. Le Pluton de Beggerlay Creek contient de la biotite poeciloblastique grossière et est fortement altéré. La composition chimique est presque toujours subalcaline, mais le Pluton de Beggerlay Creek se trouve dans le domaine alcalin sur le diagramme alcalis/silice. Les phases mafiques sont généralement tholéiitiques, et les plutons felsiques sont principalement calco-alcalins. En général, les plutons présentent les caractéristiques chimiques des granitoïdes de type I. La présence de pyroxènes de composition semblable dans les plutons et les volcanites voisines du Trias supérieur corrobore les données recueillies sur le terrain et issues des analyses isotopiques, selon lesquelles l'Ultramafite de Gnat Lakes et le Pluton de Beggerlay Creek pourraient être comagmatiques et contemporains des volcanites du Groupe de Stuhini.

Plusieurs autres batholites en bordure de l'arche de Stikine se comparent au Batholite de Hotailuh. Le Batholithe de Stikine, situé près de l'extrémité est de l'arche (fig. 15-2) (Anderson, 1984), contient une suite de

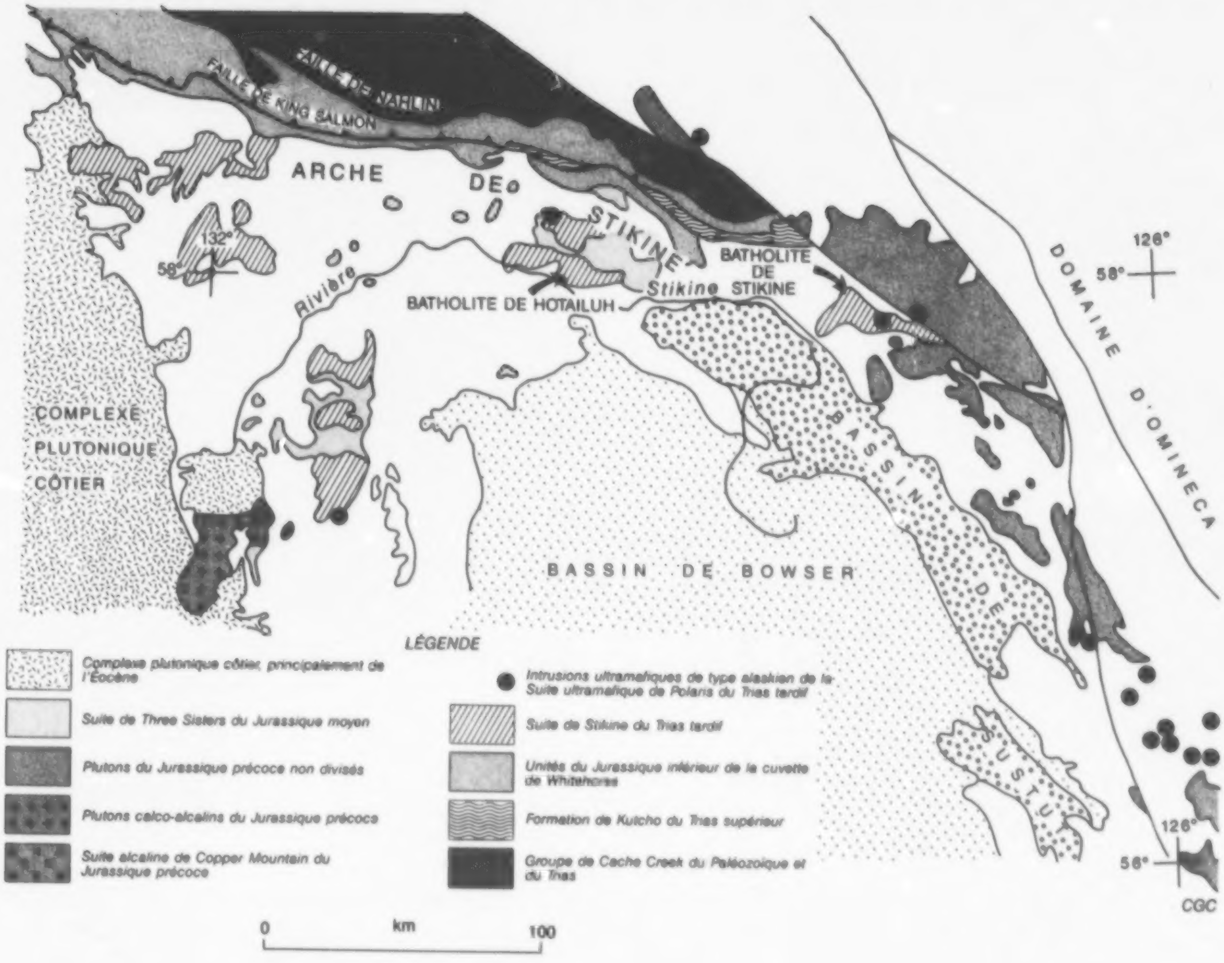


Figure 15-2. Distribution des suites plutoniques de Stikine, de Polaris, de Copper Mountain et de Three Sisters ainsi que d'une suite de plutons calco-alcalins non dénommée du Jurassique précoce, au nord et à l'ouest du bassin de Bowser. La distribution des plutons à l'ouest est en partie basée sur des âges radiométriques inédits (D.A. Brown et M. Grunning, communication écrite, 1989 et M.L. Bevier, communication écrite, 1990). Les lignes rouges à l'est du bassin de Bowser représentent principalement des failles coulissantes du Crétacé-Tertiaire.

plutons du Trias tardif qui ressemblent aux plutons du Trias tardif du Batholite de Hotailuh, et que recoupe une suite plutonique du Jurassique moyen(?). Le Batholite de Hickman, sur la bordure nord-ouest du bassin de Bowser (Souther, 1972), contient des suites plutoniques du Trias tardif et du Jurassique (P. Holbek, 1988). Ces trois grands massifs ont apparemment été mis en place à des profondeurs relativement faibles; ils ont ensuite été soulevés, et leur toit profondément érodé, en l'espace de quelques millions d'années. Le Stock de Kaketsa (McMillan et al., 1975), qui date du Trias tardif (K/Ar sur hornblende), semble lui aussi appartenir à cette suite, tout comme le Stock de Mount Caplice sur la bordure est du Domaine côtier, près du lac Atlin (Werner, 1978).

PLUTONS DATANT PRINCIPALEMENT DU JURASSIQUE PRÉCOCE

Contrairement au plutonisme du Trias tardif, qui avait affecté un espace géographique restreint, le plutonisme qui s'est manifesté dans l'intervalle de 210 à 187 Ma a été sporadique mais très étendu. Cet intervalle se caractérise par la mise en place de plutons très alcalins dans les terranes suspects. Presque toute l'activité plutonique a eu lieu dans les terranes à l'ouest du protocontinent nord-américain, notamment dans la Quesnellie (la Suite de Guichon et la majeure partie de la Suite de Copper Mountain) et dans la Stikinie (les suites de Copper Mountain et de Topley). Au Yukon, les suites de Klotassin et de Long Lake, encore mal datées et peu étudiées, font

partie de la Stikinie et de la Quesnellie. Dans le Domaine insulaire de l'île de Vancouver, la Suite de Westcoast pourrait dater largement du Jurassique précoce. Une zone de plutons du Jurassique précoce-moyen semble longer la bordure orientale du Complexe plutonique côtier sur presque toute sa longueur; sa moitié sud est décrite dans la section sur le Complexe plutonique côtier. D'après le contexte régional, les caractéristiques de terrain et les données géochronométriques, il est possible de reconnaître plusieurs suites plutoniques différentes dans le Complexe plutonique côtier; toutefois, la distinction entre les plutons du Jurassique précoce et ceux du Jurassique moyen est souvent faussée par la remise au zéro des systèmes de datation radiométrique.

Suite de Guichon dans la Quesnellie

La partie occidentale de la Quesnellie, notamment dans le sud de la Cordillère canadienne, comporte de nombreux plutons de grande dimension, dont la plupart datent du Jurassique précoce (de 200 à 210 Ma), bien que certains puissent remonter à la toute fin du Trias (jusqu'à 217 Ma); ils constituent une des unités caractéristiques et distinctives de la Quesnellie. Tout comme la suite alcaline examinée ci-dessous, la plupart de ces plutons présentent des affinités spatio-temporelles étroites avec les volcanites du Trias supérieur-Jurassique inférieur de l'Assemblage de Nicola. Plusieurs gros massifs, comme les batholites de Guichon Creek, de Hogem et de Pitman, présentent une forme allongée, ce qui laisse supposer une certaine influence de failles préplutoniques ou synplutoniques sur leur mise en place. En général, les plutons sont mésocrates et riches en hornblende; la granodiorite y prédomine.

Le Batholite de Guichon Creek (fig. 15-3), situé au sud-est du ruisseau Cache, est typique des plutons calco-alcalins du Jurassique précoce dans la Quesnellie. C'est un des massifs intrusifs les plus étudiés de la Cordillère canadienne, car il contient des gisements porphyriques de Cu et de Mo qui constituent la plus importante réserve de cuivre de la Colombie-Britannique (McMillan, 1985). En plan, cette intrusion présente une section de 1 000 km^2 allongée vers le nord-nord-ouest; d'après les données gravimétriques, elle se présente comme un entonnoir aplati de 4 km d'épaisseur, qui se prolonge vers le bas par un tube circulaire plongeant abruptement vers l'est-nord-est jusqu'à une profondeur supérieure à 8 km (Ager et al., 1973).

Le batholite intrude des volcanites du Norien inférieur du Groupe de Nicola et est recouvert de sédiments clastiques du Pliensbachien supérieur-Callovien de la Formation d'Ashcroft (Monger et McMillan, 1984). L'analyse K/Ar donne des âges fiables de 196 à 213 Ma, la plupart groupés autour de 205 Ma, pour la minéralisation et toutes les phases plutoniques (p. ex., Northcote, 1969; McMillan, 1985). L'analyse sur roche totale donne un âge, par une isochrone bien définie, de 205 ± 10 Ma, qui s'accorde avec les âges K/Ar (Preto et al., 1979) et des âges U/Pb sur zircon de 210 ± 3 Ma (Mortimer et al., 1987). Les âges radiométriques ne reflètent pas les différentes périodes d'intrusion mises en évidence par les relations intrusives entre les diverses phases (Northcote, 1969); la mise en place du batholite s'est apparemment accomplie en une seule période d'intrusion au Trias terminal.

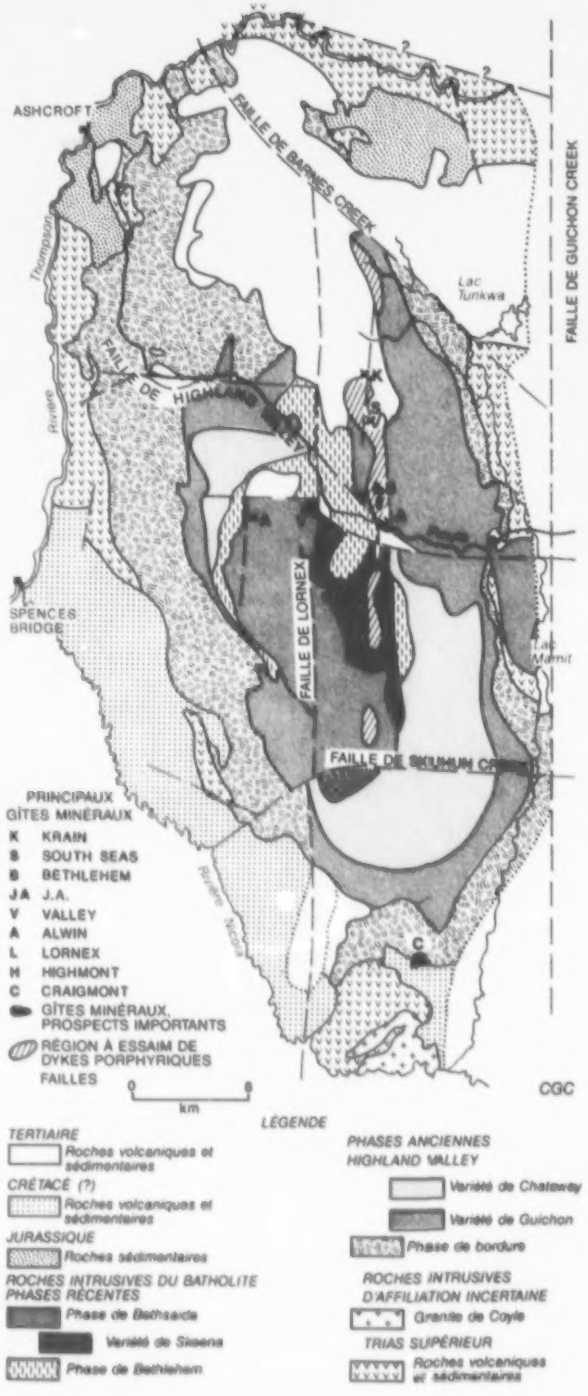


Figure 15-3. Géologie simplifiée du Batholite de Guichon Creek, dans le centre sud de la Colombie-Britannique (d'après McMillan, 1985).

Les relations observées sur le terrain permettent de distinguer l'injection de quatre phases hétérogènes successives, concentriques, de la périphérie vers le centre du massif (Northcote, 1969). Les contacts entre les phases sont généralement progressifs et rarement intrusifs. La phase la plus ancienne se compose de tonalite hétérogène riche en minéraux mafiques, bien foliée, et de quantités mineures de hornblendite, de diorite, de diorite quartzique et de monzodiorite quartzique. Les deux phases médianes comportent plusieurs variétés de granodiorite avec en moindres quantités de la monzodiorite quartzique et de la tonalite. La phase du centre, qui est également la plus récente et la plus leucocrate, correspond à un granite et une granodiorite porphyriques non foliés. Des indices minéralisés sont dispersés dans le batholite, mais les accumulations les plus importantes sont associées à des essaims de dykes tardifs, des failles ou à la phase la plus récente.

Toutes les phases contiennent des amphiboles (allant de la hornblende magnésienne dans les phases plus anciennes à la série de la trémolite dans les phases plus jeunes) et de la biotite (principalement riche en Mg et pauvre en Al dans toutes les phases; Johan et al., 1980). Les phases anciennes sont davantage mafiques et contiennent rarement de l'hypersthène; de l'augite est présente sous forme de noyau dans les hornblendes et les rapports hornblende/biotite sont plus élevés (Northcote, 1969). Le feldspath alcalin est interstitiel et souvent perthitique. Le quartz est interstitiel et se caractérise par une extinction ondulante, sauf dans la phase la plus récente, où il est fréquemment clair, grossier et euédrique; il s'est probablement formé avant le plagioclase.

Le batholite est calco-alcalin et à hypersthène et diopside normatifs. Les courbes lisses que donnent les éléments cafémiques, le manganèse et le titane dans la plupart des diagrammes de variation ainsi que la répartition du manganèse entre les amphiboles et la biotite indiquent que les phases felsiques, plus jeunes, dérivent de phases mafiques comagmatiques, plus vieilles, par fractionnement de phases minérales semblables à celles des inclusions mafiques (p. ex., Olade, 1976; McMillan, 1985; Johan et al., 1980).

Des éléments fémiques en traces ont été incorporés à la biotite et à la hornblende au cours de la cristallisation fractionnée, et leur abondance diminue régulièrement à chaque séquence intrusive successive (Olade, 1976; Johan et al., 1980). Des discontinuités majeures dans la teneur en éléments traces à grands rayons ioniques et d'autres discontinuités moins importantes dans la teneur en U, en Eu et en Sc de chaque séquence intrusive successive indiquent que l'évolution d'une phase volatile a beaucoup contribué au fractionnement des éléments traces durant la genèse des phases tardives (Johan et al., 1980). Les fortes teneurs en Sr (en moyenne de 530 à 725 ppm) et les faibles rapports Rb/Sr (en moyenne de 0,05 à 0,09) renforcent l'hypothèse d'un protolite primitif et d'un milieu crustal, ce qui est compatible avec des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ faibles (0,7034-0,7037) (Preto et al., 1979).

Contrairement au Batholite de Guichon Creek, caractérisé par la mise en place de phases multiples dans un laps de temps très court, le Batholite de Hogem, dans le centre de la Colombie-Britannique, se compose de plusieurs plutons mis en place sur une période d'environ 100 Ma (fig. 15-4). Une suite altérée de composition dioritique à monzodioritique donne des âges K/Ar de 206 à 175 Ma (Garnett, 1978; Eadie, 1976). Ces roches présentent des contacts progressifs et discordants avec des plutons de granodiorite qui donnent des âges K/Ar de 189 à 190 Ma. La Syénite de Duckling Creek, décrite ci-dessous, date du Jurassique moyen; elle recoupe les roches du Jurassique inférieur et est elle-même intrudée par des granites et granodiorites du Crétacé moyen du Pluton de Mesilinka et des Intrusions d'Osilinka. Les plutons du Jurassique précoce sont calco-alcalins à légèrement alcalins et ont des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ peu élevés (moins de 0,705). Le batholite et ses plutons constitutifs sont allongés vers le nord-ouest, ce qui suggère un contrôle structural à long terme. Plus au nord, se trouve le plus gros pluton de cette suite dans le nord de la Colombie-Britannique, le Batholite de Pitman; orienté vers le nord-ouest, il se compose de diorite quartzique et de granodiorite bien foliées, avec typiquement de gros cristaux prismatiques de hornblende et du plagioclase blanc. La biotite est partout moins abondante que la hornblende. Une grande partie du pluton a été altérée au faciès des schistes verts, notamment le long des failles et à proximité.

Dans le sud de la Colombie-Britannique, les batholites de Similkameen et de Pennask représentent la phase du Jurassique précoce du Batholite composite d'Okanagan, qui est complexe et mal connu (voir ci-dessous). Le Complexe de Mount Lytton, à l'est de la faille de Pasayten, est un massif composite allongé, à orientation nord-nord-ouest, qui est situé dans le prolongement du Complexe plutonique d'Eagle au sud. Le Complexe de Mount Lytton a une composition dioritique à granodioritique et pourrait représenter les racines des unités occidentales du Groupe de Nicola du Trias (Monger, 1985).

Le Batholite de Guichon Creek et d'autres plutons du Jurassique précoce dans le sud de la Quesnellie sont étroitement associés spatialement, temporellement et génétiquement à l'Assemblage de Nicola du Trias supérieur-Jurassique inférieur (Mortimer, 1986). Ainsi, les plutons représentent les racines hypovolcaniques d'un arc insulaire dont l'âge s'échelonne du Trias tardif au Jurassique précoce (voir, p. ex., le chapitre 8; Gabrielse et Reesor, 1974; Preto et al., 1979; Monger et McMillan, 1984). La Suite de Copper Mountain (voir ci-dessous), qui possède une composition alcaline et s'échelonne du Trias tardif au Jurassique moyen, présente elle aussi des liens spatio-temporels avec l'Assemblage de Nicola. Près du Batholite de Guichon Creek, la composition des volcanites de Nicola passe progressivement de calco-alcaline à l'ouest à alcaline à l'est, ce qui laisse présumer qu'elles représentent un arc faisant face à l'ouest (Mortimer, 1986). Monger (chapitre 8 du présent volume) a suggéré que le Batholite de Guichon Creek représente les racines érodées du faciès occidental calco-alcalin, tandis que le Batholite d'Iron Mask, de composition alcaline, est vraisemblablement comagmatique du faciès oriental alcalin, un porphyre à augite. Cependant, la présence du Batholite de Wildhorse, qui est calco-alcalin et date du Jurassique précoce, dans la même zone que le Batholite d'Iron Mask, demeure inexpliquée. Ailleurs dans la Quesnellie, aucune corrélation serrée n'a été établie entre le chimisme des roches volcaniques et celui des roches plutoniques, et les associations génétiques entre le volcanisme, les plutons calco-alcalins et les plutons alcalins sont complexes et mal connues.

Suite de Copper Mountain

Dans la Quesnellie, de nombreux massifs alcalins de petite dimension de la Suite de Copper Mountain se succèdent sur une zone grossièrement linéaire qui s'étend vers le nord-ouest à partir de la frontière canado-américaine jusqu'à l'arche de Stikine. Une autre zone de plutons à orientation nord-ouest, plus courte celle-là, longe la bordure est du Complexe plutonique côtier dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique; ces plutons recoupent la Stikinie en Colombie-Britannique et au Yukon. Ils datent presque tous du Jurassique précoce, mais quelques-uns remontent à la toute fin du Trias tardif et au Jurassique moyen. La plupart sont de petits stocks plus ou moins équidimensionnels, qui ont à peine quelques kilomètres de diamètre. Le plus imposant (environ 30 km sur 5 km) est sans doute le Complexe syénitique de Duckling Creek, allongé vers le nord-ouest, qui date du Jurassique moyen et fait partie du Batholite de Hogem (fig. 15-4). Des failles et des croisements de failles pourraient avoir contrôlé la mise en place des divers plutons (Barr et al., 1976).

De nombreux plutons alcalins contiennent des minéralisations importantes de type porphyrique, notamment aux mines Copper Mountain-Ingerbelle et Afton, dans le sud de la Colombie-Britannique, au gisement de Cariboo-Bell, près de Cariboo, et aux gisements de Galore Creek, dans la région de la rivière Stikine. Contrairement aux gisements de Cu-Mo porphyriques formés dans les plutons calco-alcalins du Jurassique précoce, les porphyres alcalins contiennent du cuivre, des quantités importantes d'or et d'argent et seulement un peu de molybdène (Barr et al., 1976). Au moins un des massifs de la Stikinie a été soumis à des travaux d'exploration visant à découvrir de la magnétite.

La plupart des plutons de la Suite de Copper Mountain contiennent typiquement de la syénite, de la monzonite et de la monzodiorite, mais la diorite, le monzogranite et la clinopyroxénite sont importantes localement. Certains massifs, notamment ceux de Galore Creek (Barr, 1966; Allen et al., 1976) et de Cariboo-Bell (Hodgson et al., 1976), contiennent de la néphéline et de la pseudoleucite. Plusieurs massifs sont lithologiquement et texturalement très complexes, avec de nombreuses phases d'intrusion et un métasomatisme potassique des roches encaissantes et des phases intrusives précoces. Le clinopyroxène et la biotite sont les principaux minéraux mafiques. La hornblende est commune dans le massif de Duckling Creek (Garnett, 1978), et l'épidote est bien visible dans le massif de Galore Creek. Le grenat entre dans la composition de plusieurs plutons, mais dans une faible proportion seulement. Toutes les intrusions de cette suite se caractérisent par l'abondance de la magnétite et de l'apatite. Le massif de Ten Mile Creek, près de Telegraph Creek sur la rivière Stikine, comporte une bordure de pyroxénite et un coeur de syénite (Morgan, 1976; Souther, 1972); il présente une certaine ressemblance avec les roches ultramafiques de la Suite de Polaris (Trias tardif). Dans la plupart des syénites, les phases ultramafiques semblent représenter des cumulats (p. ex., Duckling Creek).

Les plutons sont alcalins mais non hyperalcalins. Ils se caractérisent par des rapports K_2O/Na_2O élevés (jusqu'à 24:1; fig. 15-4). Certains (p. ex., Galore Creek) sont à néphéline et à leucite normatives; d'autres (p. ex., Duckling Creek) sont saturés ou sous-saturés en quartz. Les faibles rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ (p. ex., 0,7035 pour le Batholite d'Iron Mask [Preto et al., 1979] et la Syénite de Duckling Creek [Woodsworth, E.T. Eadie et Armstrong, données inédites]) se comparent aux rapports initiaux des plutons calco-alcalins de la Suite de Guichon et des volcanites de l'Assemblage de Nicola dans la Quesnellie (Preto et al., 1979).

Les âges K/Ar de ces plutons s'échelonnent de 209 à 170 Ma, les âges les plus anciens provenant des massifs de Galore Creek, d'Iron Mask et de Copper Mountain (Preto et al., 1979; White et al., 1968). La plupart des plutons remontent au Jurassique précoce, certains semblent contenus entièrement dans le Jurassique moyen (p. ex., Duckling Creek, Kruger) et d'autres sont proches de la limite entre le Jurassique précoce et le Jurassique moyen (p. ex., Olalla [Parkinson, 1985] et Cariboo-Bell). Les plutons alcalins sont associés spatialement aux volcanites alcalines du Trias supérieur et du Jurassique inférieur. Dans la zone orientale, ils intrudent les volcanites de l'Assemblage de Nicola; dans la zone occidentale, la plupart recoupent les volcanites de l'Assemblage de Stuhini du Trias supérieur. Localement, des fragments de roches plutoniques alcalines abondent dans les brèches volcaniques. Des similitudes générales au niveau de l'âge, du chimisme, des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ et des milieux de mise en place laissent supposer que les plutons alcalins à l'est sont les équivalents hypovolcaniques des volcanites de Nicola (p. ex., Preto, 1972; Barr et al., 1976) et qu'ils pourraient être le produit d'une différenciation importante des magmas de Nicola par cristallisation fractionnée de pyroxènes (Woodsworth, données inédites). S'il existe un lien génétique entre la suite alcaline et la suite plutonique calco-alcaline du Jurassique précoce, il demeure inconnu. Les deux suites semblent se chevaucher spatialement et temporellement dans la Quesnellie et la Stikinie.

Suites de Topley et de Black Lake dans la Stikinie

Contrairement aux batholites de la Suite de Guichon, qui dans la Quesnellie ont de grandes dimensions et occupent une vaste étendue, les plutons calco-alcalins du Jurassique précoce de la Stikinie sont relativement petits et confinés dans un espace réduit. La plus forte concentration de plutons, appelée «Suite de Topley», se trouve le long de l'arche de Skeena; un deuxième groupe, la Suite de Black Lake, affleure le long des marges est et nord du bassin de Bowser et au sud-est du lac Teslin. À la différence de la Suite de Guichon, les deux groupes ont une composition relativement felsique.

Le nom d'«Intrusions de Topley» a d'abord été donné à un groupe de batholites et de stocks disséminés le long de l'arche de Skeena, notamment dans la région des lacs François et Babine. Actuellement, la plupart de ces plutons sont placés parmi les Intrusions de Francois Lake du Jurassique tardif-Crétacé précoce. L'appellation «Intrusions de Topley» est maintenant utilisée dans le sens que lui a donné Carter (1982), c'est-à-dire pour désigner les plutons du Jurassique précoce-moyen dans la partie ouest du Domaine intermontagneux. Tous les plutons rapportés à cette suite se trouvent dans la Stikinie, mais des plutons non datés au nord-est du lac Babine, dans le terrane de Cache Creek, pourraient aussi en faire partie. Les plutons sont répartis dans une zone à orientation nord-est le long de

Figure 15-4A. Distribution des suites plutoniques de Polaris, de Guichon, de Copper Mountain et de Cassiar dans le Batholite de Hogem (d'après Woodsworth, 1976 et données inédites).

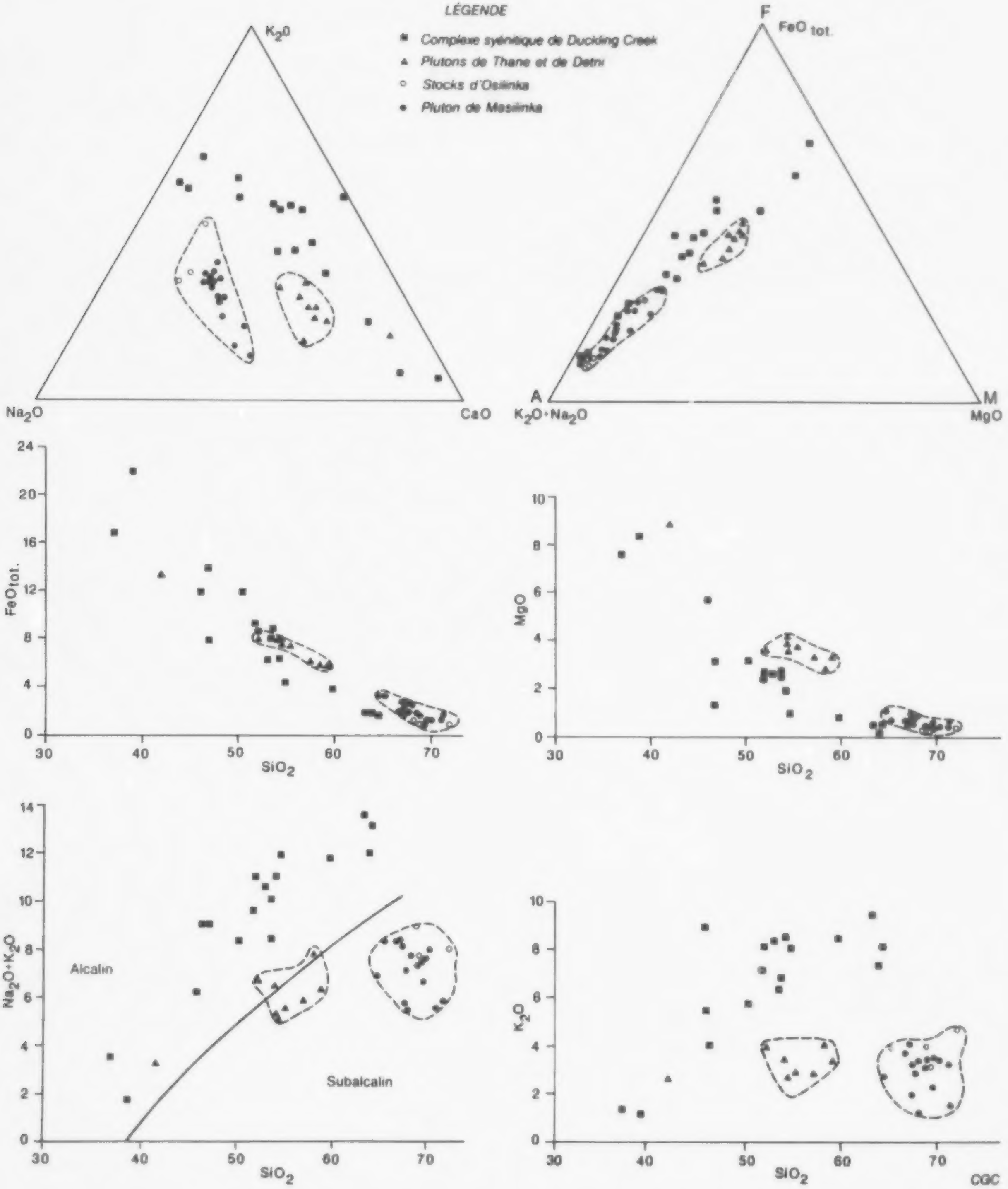


Figure 15-4B. Chimisme du Complexe syénitique de Duckling Creek, des plutons de Thane et de Detni, des stocks d'Osilinka et du Pluton de Mesilinka.

l'arche de Skeena et au sud du bassin de Bowser, dans un milieu tectonique analogue à celui de la suite plutonique du Trias tardif en bordure de l'arche de Stikine.

Les Intrusions de Topley sont des stocks et batholites calco-alcalins épizonaux (Tipper et Richards, 1976). La plupart ont une composition variant du granite à biotite et hornblende à la diorite quartzique et sont massives ou faiblements foliées. Des mégacristaux de feldspath potassique sont communs dans le batholite de Tachek. Les âges K/Ar des Intrusions de Topley s'échelonnent de 178 à 210 Ma, la plupart réunis dans l'intervalle de 199 à 210 Ma (Jurassique précoce). Tipper et Richards (1976) ont observé que les Intrusions de Topley coïncident avec les empilements volcaniques les plus épais et les plus felsiques de la Formation de Telkwa (Groupe de Hazelton) du Jurassique inférieur (principalement du Sinémurien supérieur). Selon eux, les intrusions auraient un âge comparable à celui des volcanites et représenteraient les zones d'enracinement ou nourricières du volcanisme de Telkwa. Les Intrusions de Topley ont aussi livré des âges K/Ar plus jeunes (de 178 à 185 Ma; fin du Jurassique précoce-Jurassique moyen), qui pourraient s'expliquer par une remise au zéro des systèmes de datation isotopique. Cependant, dans la région du lac Whitesail, un pluton daté de 181 Ma par la méthode K/Ar est associé spatialement aux volcanites felsiques étendues de la Formation de Whitesail du Jurassique moyen (Woodsworth et van der Heyden, données inédites). Il semble donc que la plupart des plutons du Jurassique précoce et moyen présents le long de l'arche de Skeena sont en gros des équivalents plutoniques du Groupe de Hazelton.

La Suite de Black Lake comporte plusieurs plutons qui font intrusion dans la Stikinie le long des marges est et nord du bassin de Bowser et dans les terranes de Slide Mountain et de Dorsey, au sud-est du lac Teslin. Le plus grand des plutons situés en bordure du bassin de Bowser, appelé «stock de Black Lake», présente une composition variant de la granodiorite à biotite et hornblende à la monzodiorite quartzique. Allongé vers le nord-ouest, il recoupe les volcanites de Toodoggone du Jurassique inférieur. La datation K/Ar du pluton donne un âge moyen d'environ 190 Ma. Plusieurs plutons de plus petite dimension associés à des volcanites sinémuriennes sont présents sur la bordure nord du bassin de Bowser. L'association spatiale étroite de tous ces massifs et des volcanites du Jurassique inférieur suggère que ces plutons sont analogues aux Intrusions de Topley et constituent les équivalents hypovolcaniques de l'arc de Hazelton défini de façon approximative.

Juste au sud de la frontière entre la Colombie-Britannique et le Yukon, les batholites de Nome Lake et de Simpson Peak, du Jurassique précoce, s'étendent vers l'est transversalement au grain régional nord-ouest, en intrudant des strates des terranes de Slide Mountain et de Dorsey, apparemment sans contrôle structural à l'échelle régionale. Ils se composent principalement de granodiorite et de granite; la biotite est à peu près aussi abondante ou plus abondante que la hornblende.

Suites de Klotassin et de Long Lake

Au Yukon, de nombreux stocks et batholites sont distribués sur une vaste zone qui s'étend en direction de l'ouest-nord-ouest à partir des lacs Little Salmon et Bennett; ils sont ici regroupés informellement dans la Suite de Klotassin (roches plus anciennes et plus sombres) et la Suite de Long Lake (plutons plus jeunes et plus felsiques). La plupart des massifs sont mal datés et mal connus, et des travaux plus détaillés pourraient permettre une subdivision en plusieurs suites. À l'exception des batholites de Lokken, de Tatchun et de Tatlmain, tous les grands plutons se trouvent au sud-ouest de la faille de Teslin. Ils sont presque tous allongés vers l'ouest-nord-ouest et se composent principalement de granodiorite et de granite. Plusieurs pourraient être apparentés génétiquement au volcanisme calco-alcalin ayant affecté la cuvette de Whitehorse au Jurassique précoce.

Le Batholite de Klotassin, le Pluton de Minto et le Batholite de Granite sont des massifs représentatifs de la Suite de Klotassin. Il s'agit de granodiorites équigranulaires et hétérogènes, à grain moyen, généralement plus riches en hornblende qu'en biotite. La plupart des roches sont foliées; beaucoup ont subi une déformation intense. Des mégacristaux de feldspath alcalin abondent localement. Des gros blocs de granodiorite, vraisemblablement dérivés de ces plutons, se rencontrent dans la partie sinémurienne à toarcienne du Groupe de Laberge. Les âges K/Ar de blocs vont de 144 à 201Ma (Bultman, 1979; Tempelman-Kluit et Wanless, 1975; Morrison et al., 1979). Les datations K/Ar et Rb/Sr de 140 à 190 Ma obtenues sur ces plutons portent la marque d'un refroidissement, d'une altération et d'une remise au zéro des systèmes de datation radiométrique, et ne correspondent pas nécessairement à l'âge de mise en place des massifs (Tempelman-Kluit et Wanless, 1975; Le Couteur et Tempelman-Kluit, 1976; Godwin, 1975). Des datations U/Pb sur des zircons provenant du Pluton de Minto ont livré un âge d'environ 192 Ma, ce qui semble être plus proche de l'âge de mise en place (Tempelman-Kluit et Wanless, 1980). Tous les plutons de cette suite sont attribués provisoirement au Jurassique précoce, mais ils pourraient également dater du Trias tardif.

La Suite de Long Lake est plus felsique et, à en juger par les relations reconnues sur le terrain, plus jeune que la Suite de Klotassin. Les batholites de Carmacks et de Long Lake se composent de granite à biotite à grain grossier, non folié et de couleur rose, à mégacristaux bien visibles de feldspath potassique. Ces roches recoupent les plutons granodioritiques de la Suite de Klotassin et s'observent également sous forme de gros blocs dans le Groupe de Laberge. Les âges K/Ar du Batholite de Carmacks vont de 160 à 165 Ma. Selon Tempelman-Kluit (sous presse), ces plutons sont les équivalents intrusifs de la Dacite de Nordenskiold, qui s'échelonne du Sinémurien au Toarcien. Un bloc de granitoïde dans le Groupe de Laberge, qui ressemble aux roches du Batholite de Carmacks, a produit une datation K/Ar qui le situe au Jurassique précoce (Tempelman-Kluit, sous presse) et qui suggère un âge comparable pour le Batholite de Carmacks.

Le grand Batholite de Tatchun et les batholites plus petits de Tatlmain et de Lokken se trouvent au nord-est de la faille de Teslin. Les massifs de Tatchun et de Lokken ressemblent lithologiquement aux plutons de Minto et de Granite Mountain de la Suite de Klotassin et sont attribués au Jurassique précoce. Le Batholite de Tatlmain, qui est généralement non folié, se compose principalement de granite leucocrate à biotite contenant de grands phénocristaux de feldspath potassique, et pourrait être corrélatif de la Suite de Long Lake.

Suite de Westcoast

Le Complexe de Wescoast forme une zone discontinue le long de la côte ouest de l'île de Vancouver. Il comporte principalement des roches encaissantes amphibolitiques hétérogènes et des roches plutoniques de composition trondhjémitique à gabbroïque (Isachsen, 1984) qui rappellent les parties moins potassiques de la Suite d'Island. Les textures, la composition et l'âge des complexes de Wark et de Colquitz, dans le sud de l'île de Vancouver, sont comparables à ceux du Complexe de Westcoast. À l'exception d'un seul âge anormalement ancien signalé par Muller (1977), les datations U/Pb sur des zircons provenant des complexes de Westcoast, de Wark et de Colquitz indiquent que les roches datent du Jurassique précoce, ou que les plutons du Jurassique précoce ou moyen ont assimilé de petites quantités de matériau plus ancien (Isachsen et al., 1985). En se fondant sur le chimisme et les faibles rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70329-0,70360), Isachsen (1984) a avancé l'hypothèse que la Suite de Westcoast représenterait l'équivalent infracrustal des volcanites plus évoluées du Groupe de Bonanza. Les roches ont des compositions subalcalines, tholéiitiques ou calco-alcalines, semblables à celles qui sont produites dans des arcs magmatiques.

PLUTONS DATANT PRINCIPALEMENT DU JURASSIQUE MOYEN

Les plutons du Jurassique moyen abondent dans le sud du Domaine intermontagneux. Ils sont moins communs dans le nord du domaine et dans les domaines d'Omineca et de l'avant-pays. Des plutons du Jurassique moyen généralement déformés et métamorphisés se rencontrent dans le Domaine côtier, notamment au sud-est de Terrace, mais leur abondance et leur distribution sont mal connues ailleurs dans le domaine. À l'est du Domaine côtier, les plutons du Jurassique moyen sont concentrés dans le sud de la Colombie-Britannique, où un épisode de plutonisme alcalin a été suivi d'un épisode de plutonisme calco-alcalin, puis de la formation de granites à deux micas. Un petit groupe isolé de plutons du Jurassique moyen, la Suite de Three Sisters, est présent à l'est, au nord et à l'ouest du bassin de Bowser. Dans le Domaine insulaire, les plutons du Jurassique moyen-tardif de la Suite d'Island constituent la plus grande partie des roches granitoïdes de l'île de Vancouver et des îles de la Reine-Charlotte.

Suite de Kuskanax, Suite de Nelson et stock de Galena Bay

Dans la Cordillère canadienne, la plus forte concentration de plutons datant environ du Jurassique moyen occupe une vaste région entre la faille de Pasayten et le sillon des Rocheuses, dans le sud de la Colombie-Britannique. Contrairement aux plutons jurassiques du Domaine insulaire, les plutons de cette zone recoupent le grain régional de la Cordillère, ainsi que tous les terranes à partir de la Quesnellie jusqu'au protocontinent nord-américain. En outre, ils sont presque tous riches en quartz; les phases sous-saturées en silice sont rares. Des équivalents volcaniques sont communs dans le Domaine insulaire mais absents ou rares dans le sud de la Colombie-Britannique. Les âges, la distribution et les caractéristiques d'un grand nombre de ces massifs sont mal connus, en particulier à l'ouest. Cependant, les plutons du Jurassique moyen qui recoupent les roches métamorphiques et d'autres roches dans le sud-ouest du Domaine d'Omineca et le sud du Domaine intermontagneux sont groupés en quatre suites qui, ensemble, indiquent le passage d'un plutonisme alcalin vers 180- 170 Ma (Suite de Kuskanax), à un plutonisme calco-alcalin vers 170-160 Ma (Suite de Nelson et pluton d'Adamant), puis à la formation de granites à deux micas vers 160-150 Ma (stock de Galena Bay).

La Suite de Kuskanax, qui est le plus ancien groupe de plutons du Jurassique moyen dans le sud-est de la Colombie-Britannique, comprend le Batholite de Kuskanax et les stocks associés. Ces plutons font intrusion dans les roches métamorphisées et déformées de l'arc de Kootenay et présentent une minéralogie très distinctive. Le Batholite de Kuskanax, qui a une superficie de 1 200 km^2, est un massif homogène de monzonite quartzique leucocrate, à augite ægyrinique (Read, 1973). La roche se compose principalement de mégacristaux de microcline (de 40 à 70 %) avec des quantités moindres de quartz et d'albite. Le principal minéral mafique est l'augite ægyrinique, qui contient de 10 à 30 % d'ægyrine. Les minéraux hydratés sont peu communs. Les quelques analyses chimiques qui ont été effectuées indiquent que la roche est fortement alcaline ou hyperalcaline. Les stocks satellites ont une minéralogie comparable et pourraient contenir de l'épidote et de l'andradite (Read, 1973). Ils recoupent la fabrique métamorphique régionale dans le Groupe de Lardeau, mais le Batholite de Kuskanax a été mis en place au cours de la deuxième phase (phase principale) de déformation en régime compressif qui a affecté la région (Read, 1973). L'âge minimal du batholite, obtenu par datation U/Pb sur zircon, est de 173 ± 5 Ma (Parrish et Wheeler, 1983); cet âge pourrait correspondre à l'âge de la deuxième phase de plissement dans l'arc de Kootenay. Toutefois, les volcanites de composition chimique semblable à celle du Batholite de Kuskanax sont généralement caractéristiques d'un milieu anorogénique en régime extensif et, dans une certaine mesure, d'un milieu d'arc précoce ou tardif. Malheureusement, les données existantes ne permettent pas de résoudre la contradiction qui existe entre le milieu tectonique suggéré par le chimisme et le milieu déduit à partir de la géologie structurale.

Les stocks alcalins observés par Hyndman (1968) du côté sud-ouest du Batholite de Kuskanax contiennent souvent de l'épidote primaire(?), tout comme les stocks calco-alcalins voisins qui sont très semblables à certaines parties du Batholite de Nelson. Les deux suites de stocks ont apparemment été mises en place à des pressions inférieures à environ 5 kbar (5×10^5 kPa), à en juger par la présence d'andalousite dans les auréoles de contact.

La Suite de Nelson comprend le Batholite de Nelson, ses satellites et des plutons de composition semblable; elle est légèrement plus jeune que la Suite de Kuskanax. Sa superficie et l'intérêt économique qu'elle présente en font la plus importante suite jurassique dans le sud-est de la Colombie-Britannique. Les filons argentifères de la région de Slocan, les filons aurifères dans le district de Sheep Creek et certaines minéralisations de la région de Rossland sont associés spatialement, et probablement génétiquement aux intrusions de Nelson (Little, 1960; Fyles, 1984; Cairnes, 1934).

Les roches de la Suite de Nelson sont typiquement des granites ou granodiorites à grain moyen ou grossier (Little, 1960). Des mégacristaux de feldspath potassique sont

fréquents dans une bonne partie du Batholite de Nelson, notamment dans les phases granitiques. La hornblende est normalement plus abondante que la biotite, bien que certaines secteurs de leucogranite soient dépourvus de hornblende et contiennent seulement un peu de biotite ou de muscovite (Gabrielse et Reesor, 1974). Quelques analyses chimiques ont été effectuées; elles indiquent que les plutons sont calco-alcalins.

À plusieurs endroits, la nature des contacts entre les plutons de la Suite de Nelson et les roches encaissantes est controversée et mal connue. Structuralement, ces plutons se trouvent dans le compartiment supérieur (toit) des zones de cisaillement de Slocan Lake et de Valkyr (Parrish, 1984). Près des zones de cisaillement, les roches plutoniques sont altérées et ont subi une déformation ductile et fragile. Le Pluton de Trail recoupe et a transformé en cornéenne les strates du Jurassique inférieur du Groupe de Rossland (Little, 1982; Simony, 1979; Fyles, 1984).

Il est généralement admis que les plutons de la Suite de Nelson ont été mis en place après ou pendant le déclin du métamorphisme régional et de la déformation au Jurassique moyen. Par exemple, le stock post-tectonique de Mount Carlyle, daté du Jurassique moyen sur la foi d'un âge K/Ar sur hornblende de 165 Ma, a superposé une auréole de métamorphisme de contact aux strates faiblement métamorphisées du Trias supérieur du Groupe de Slocan. En revanche, le Stock de Mine, dans le sud de l'arc de Kootenay, qui donne des âges U/Pb sur zircon et K/Ar sur biotite de 166 à 171 Ma, est un des nombreux plutons syncinématiques tardifs qui possèdent des marges structuralement concordantes et déformées (Archibald et al., 1983). La datation de la Suite de Nelson a produit des âges U/Pb et K/Ar fiables groupés dans l'intervalle de 160 à 172 Ma (Armstrong, 1988), ce qui indique que l'intrusion remonte au Jurassique moyen. Les âges K/Ar plus jeunes obtenus, par exemple, par Archibald et al. (1983) pourraient s'expliquer par une surimpression due à un épisode distinct, non reconnu, de métamorphisme et de plutonisme au Crétacé moyen (Archibald et al., 1983), ou encore par une remise au zéro partielle des systèmes de datation K/Ar par suite d'une déformation associée aux systèmes de failles de Slocan Lake, de Valkyr et d'autres.

Le Pluton d'Adamant et le stock de Mount Toby représentent un troisième type distinctif de plutonisme dans le sud du Domaine d'Omineca. Le Pluton d'Adamant, qui est de loin le plus grand (150 km^2) et le mieux étudié (Fox, 1969; Shaw, 1980a) des massifs de ce groupe, recoupe les roches du Protérozoïque supérieur du Groupe de Horsethief Creek et présente une orientation est-ouest, oblique au grain structural dominant de la région. C'est un massif composite, avec un noyau de monzonite à hypersthène et augite qui passe vers l'extérieur à un granite à hornblende. La linéation et la foliation sont parallèles à celles du Groupe de Horsethief Creek encaissant et indiquent que le pluton a été mis en place avant ou durant la déformation et le métamorphisme régionaux. D'après Fox (1969), le pluton formait à l'origine une intrusion unique de monzonite à pyroxène. Les zones transitionnelles et marginales résultent de l'hydratation de la monzonite à pyroxène au cours du métamorphisme et de la déformation. L'âge du Pluton d'Adamant est controversé. Shaw (1980b) a obtenu des âges U/Pb concordants de 167 à 170 Ma pour les zones externes hydratées du pluton. Selon lui, il s'est produit une nucléation et une croissance des zircons au cours de la phase d'hydratation qui a accompagné le métamorphisme, et les résultats obtenus ne reflètent pas l'âge du pluton. Une autre interprétation tout aussi plausible veut que les zircons aient été concentrés à l'origine dans les parties externes du pluton, de sorte que les âges concordants correspondraient à l'âge du pluton; celui-ci daterait donc du Jurassique moyen et serait contemporain de la Suite de Nelson.

Le stock de Galena Bay, le Pluton d'Oliver et d'autres petits massifs se composent de granite leucocrate non folié, à biotite et muscovite. La relation du stock de Galena Bay avec la zone de failles du Columbia demeure controversée. Selon Read et Brown (1981), le stock de Galena Bay s'est mis en place dans la zone de failles et des mouvements se sont produits au niveau du Décollement de Monashee antérieurement au Jurassique moyen. Des études plus récentes (Parrish et al., 1988) portent toutefois à croire que le stock de Galena Bay est confiné au compartiment supérieur (toit) de la faille du Columbia et que le mouvement le long de cette dernière ne s'est produit qu'à l'Éocène. Des datations U/Pb sur zircon et monazite ont attribué au pluton un âge de 162 Ma, qui est légèrement plus vieux que celui d'une isochrone Rb/Sr (sur roche totale) de 157 ± 2,4 Ma (Parrish et Armstrong, 1987).

Autres plutons jurassiques dans le sud de la Colombie-Britannique

La vaste région située entre la Suite de Nelson et la faille de Pasayten contient de nombreux complexes plutoniques qui ont été peu étudiés et qui, sur la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712A, en pochette), sont représentés comme des «roches granitiques d'âge incertain». À l'est du lac Okanagan, de nombreuses roches plutoniques ressemblent lithologiquement à la Suite de Nelson et pourraient en être à peu près contemporaines, bien que certaines datent peut-être du Tertiaire précoce (R.R. Parrish, communication personnelle, 1987). Quelques âges radiométriques ont été obtenus, presque tous par la méthode du K/Ar; ils sont considérés comme des âges minimums à moins d'avoir été confirmés par d'autres méthodes. Toutefois, les plutons déformés près du lac Osoyoos remontent probablement au Jurassique précoce, comme semblent l'indiquer les résultats de datations U/Pb sur zircon et des données Rb/Sr complexes (Ryan, 1973; Parkinson, 1985).

Le plus grand complexe plutonique datant globalement du Jurassique, entre le lac Okanagan et la faille de Pasayten, a été diversement appelé Batholite d'Okanagan, Batholite de Pennask et Batholite de Similkameen (Petö et Armstrong, 1976; Gabrielse et Reesor, 1974); ici, il est désigné sous le nom de «Batholite composite d'Okanagan». Il présente une zonation spatiale et temporelle grossière (Petö, 1973) et comprend au moins sept unités plutoniques qui recoupent le Groupe de Nicola du Trias supérieur et est recouvert par des volcanites du Tertiaire. En bordure, il se compose de granodiorite ou de diorite quartzique plus ancienne appelée «Batholite de Pennask» au nord, et «Intrusions de Similkameen» au sud. Ces roches sont typiquement équigranulaires et plus riches en hornblende qu'en biotite. Le Batholite de Similkameen donne un âge U/Pb provisoire du Jurassique précoce (R.R. Parrish, communication personnelle, 1986), ce qui semble indiquer que les massifs de Similkameen et de Pennask font partie de la Suite de Guichon. Le coeur du complexe batholitique,

appelé ici «Pluton d'Osprey Lake», se compose de granodiorite ou de granite d'une couleur rose caractéristique et recoupe les intrusions de Similkameen et de Pennask de couleur typiquement verdâtre ou grise. Le Pluton d'Osprey Lake contient typiquement des mégacristaux abondants de feldspath alcalin. La biotite est normalement plus abondante que la hornblende. En se fondant sur des datations Rb/Sr et des analyses K/Ar, Petö et Armstrong (1976) ont avancé l'âge de 156 Ma pour la mise en place du Pluton d'Osprey Lake. Leur hypothèse est appuyée par des datations U/Pb sur zircon, qui ont produit des âges d'environ 162,5 Ma (R.R. Parrish, communication personnelle, 1987).

Le Complexe Plutonique d'Eagle est une zone plutonique étroite, à orientation nord-ouest, que limite à l'ouest la faille de Pasayten. Les roches comprennent de la tonalite et de la granodiorite à biotite, gneissiques et foliées (Greig, 1989). Les datations U/Pb indiquent que les phases plus anciennes du Jurassique tardif sont recoupées par des granites à muscovite du Crétacé moyen (Greig, 1989). Les âges K/Ar et Rb/Sr s'échelonnent de 100 à 130 Ma et traduisent la remise au zéro des systèmes de datation isotopique au cours d'une déformation ayant affecté la marge ouest du Domaine intermontagneux au Crétacé moyen et qui a été accompagnée de la mise en place de granites plus jeunes.

Suite de Three Sisters

À l'exception de quelques massifs alcalins de la Suite de Copper Mountain, les plutons du Jurassique moyen situés dans le centre nord de la Colombie-Britannique et au Yukon ont normalement une composition calco-alcaline et felsique. La plupart font partie de la Suite de Three Sisters et se trouvent le long de l'arche de Stikine, au nord du bassin de Bowser.

Le Pluton de Three Sisters (fig. 15-2) est le mieux étudié des massifs de la suite du même nom. Ce pluton et plusieurs autres représentent les intrusions tardives qui constituent le Batholite de Hotailuh (Anderson, 1983a). Les intrusions du Jurassique moyen recoupent la Suite de Stikine du Trias tardif ainsi que les sédiments et volcanites du Trias moyen-Pliensbachien. La plupart des plutons de la Suite de Three Sisters sont des massifs hétérogènes dont la composition varie de la diorite à la monzonite quartzique, en passant par la monzodiorite quartzique ou la granodiorite. Certains sont des granodiorites homogènes. Toutes les unités contiennent de la biotite et de la hornblende. Dans le Pluton de Three Sisters, toutes les phases (y compris la plus felsique) contiennent des hornblendes à coeur de clinopyroxène. Des datations U/Pb sur zircon et K/Ar indiquent que la majeure partie de la suite jurassique a été mise en place vers 170 Ma; cependant, les données sont très dispersées, et certains plutons pourraient remonter à 180 ou 186 Ma ou être aussi jeunes que 150 Ma (Anderson, 1983a; Anderson et al., 1982).

Le Batholite de Stikine, qui date principalement du Trias tardif, contient lui aussi des intrusions du Jurassique(?) moyen (Anderson, 1984). Ces intrusions varient d'une diorite et monzodiorite quartzique à biotite et hornblende, à une syénite quartzique à hornblende et biotite, plus jeune et de couleur rose en surface altérée. Un granite leucocrate de couleur rose en surface altérée est présent dans les plutons de McNamara, d'Albert Dease et d'autres, qui sont associés spatialement à des volcanites pliensbachiennes à bajociennes sur la bordure nord-est du bassin de Bowser. Plusieurs de ces plutons sont semblables, par l'âge et la composition, aux parties plus récentes de la Suite de Topley, sur la bordure sud du bassin de Bowser.

Stock de Teslin Crossing

Au Yukon, le stock de Teslin Crossing et d'autres petites intrusions voisines dans la cuvette de Whitehorse sont les seuls plutons pouvant être datés avec quelque certitude du Jurassique moyen. Ces intrusions se composent presque entièrement de monzonite équigranulaire à grain fin ou moyen, ainsi que de syénite et de granite en quantités moindres; le principal minéral mafique est la hornblende. Le stock a été mis en place dans des bassins de transtension (pull-apart) locaux et recoupe des strates toarciennes et bajociennes du Groupe de Laberge (Tempelman-Kluit, communication personnelle, 1985); il donne des âges K/Ar de 173 à 186 Ma. Plusieurs des âges K/Ar de l'intervalle de 165 à 170 Ma (Tempelman-Kluit et Wanless, 1975) pourraient être associés à des lithologies du Jurassique précoce à l'intérieur desquelles les systèmes de datation isotopique auraient été remis au zéro ultérieurement. Cependant, certaines parties de la suite plutonique de monzonite quartzique rose, qui recoupent la Suite de Klotassin du Jurassique précoce, près de Carmacks, pourraient effectivement dater du Jurassique moyen.

Suite d'Island

La plupart des plutons dans le secteur canadien du Domaine insulaire remontent au Jurassique. Ces plutons recoupent des strates wrangelliennes dans l'île de Vancouver où ils remontent au Jurassique précoce et moyen. Dans les îles de la Reine-Charlotte, la plupart des plutons datent du Jurassique moyen et tardif.

Les Intrusions d'Island (Carson, 1973; Muller et al., 1974) constituent presque 10 % de l'île de Vancouver. Le long de la côte ouest de l'île, un complexe volcano-plutonique, le Complexe de Westcoast, semble associé génétiquement aux Intrusions d'Island. Celles-ci recoupent les volcanites du Groupe de Bonanza ainsi que d'autres unités plus anciennes et reposent en discordance sous les sédiments du Crétacé supérieur du Groupe de Nanaimo. Elles se présentent sous forme de batholites et de stocks normalement alignés vers le nord-ouest, et ont leur maximum d'abondance dans le centre et l'ouest de l'île. Les contacts entre les plutons et les assemblages de Sicker et de Bonanza sont souvent concordants et progressifs, passant par des zones de gneiss et de migmatite. Les contacts avec les volcanites de la Formation de Karmutsen sont généralement francs, avec une auréole étroite de cornéennes. En général, les grands massifs sont moins felsiques et plus mafiques que les plus petits, et ont été mis en place à de plus grandes profondeurs. Les lithologies les plus abondantes sont la tonalite, la diorite quartzique et la granodiorite; on trouve aussi, en moindres quantités, de la monzodiorite quartzique, du granite, de la diorite et du gabbro. La hornblende et la biotite sont les principaux minéraux mafiques de toutes les lithologies.

Les données K/Ar, Rb/Sr et U/Pb indiquent que les Intrusions d'Island s'échelonnent de la fin du Jurassique précoce au début du Jurassique moyen (Isachsen et al., 1985) et sont apparentées au Groupe de Bonanza.

Les plutons jurassiques des îles de la Reine-Charlotte ont été étudiés récemment par Anderson (1988a) et Anderson et Reichenbach (1991). En se fondant sur les contacts, la composition, la texture, les dykes intra-plutoniques et la signature géophysique, ceux-ci ont reconnu au moins deux groupes de plutons datant du Jurassique moyen-tardif et dont l'âge diminue vers l'est. Les plutons de San Christoval (172-171 Ma), situés du côté ouest des îles, se composent de diorite quartzique et de diorite massives ou foliées, avec de gros cristaux prismatiques de hornblende et des enclaves mafiques alignées. Les plutons de Burnaby Island (168 à ≥ 158 Ma) sont les plus hétérogènes (gabbro, monzodiorite quartzique, monzonite quartzique et leucogranite rare) et les plus intensément fracturés et altérés (donnant par endroits de l'endoskarn) de tous les plutons jurassiques des îles de la Reine-Charlotte.

La plupart des skarns à Fe-Cu et à Pb-Zn économiquement importants de l'île de Vancouver, de l'île Texada et des îles de la Reine-Charlotte sont génétiquement apparentés à des intrusions du Jurassique (Sangster, 1969; Muller et Carson, 1969). La plus importante mine en production dans l'île de Vancouver (Island Copper) est un gisement de cuivre porphyrique encaissé dans des volcanites du Groupe de Bonanza et associé à la mise en place des Intrusions d'Island (Cargill et al., 1976). Deux mines importantes de fer et de cuivre (Tasu et Jedway) ont déjà été exploitées dans l'île Moresby, dans les îles de la Reine-Charlotte (Sutherland Brown, 1968). Ce sont des skarns qui se sont formés dans le calcaire du Groupe de Kunga (Trias et Jurassique inférieur) et les roches vertes de la Formation de Karmutsen (Trias supérieur), près des plutons de San Christoval et de Burnaby Island.

Granite de Bokan Mountain

Plusieurs plutons jurassiques se rencontrent dans le terrane d'Alexander, dans le sud-est de l'Alaska. Le Granite de Bokan Mountain est le mieux connu de ces massifs, du fait de sa minéralisation en U-Th et de son chimisme hyperalcalin. C'est un complexe circulaire de filons annulaires, qui a environ 5 km de diamètre et qui recoupe des roches plutoniques, volcaniques et sédimentaires s'échelonnant de l'Ordovicien au Silurien (MacKevett, 1963). Il est zoné, et ses lithologies principales sont, du centre vers le bord, un granite à ægyrine albitique, à grain fin, un granite à arfvedsonite albitique et un granite à ægyrine albitique (Thompson et al., 1982; Saint-Andre et al., 1983).

La datation du complexe donne des résultats contradictoires. Un âge U/Pb sur zircon de 171 ± 5 Ma (Saint-Andre et al., 1983) a été contesté à cause de problèmes analytiques et de la présence de zircon hérité, mais il pourrait toutefois représenter l'âge maximal du pluton (Armstrong, 1985). Malgré la présence d'échantillons discordants, les datations Rb/Sr (sur roche totale) ont produit une isochrone révélant un âge de 151 ± 5 Ma et un rapport initial de 0,711 ± 0,001 (Armstrong, 1985), ce qui représente l'âge minimal du complexe. La mise en place remonte probablement au Jurassique moyen-tardif.

Le Granite de Bokan Mountain est unique dans la Cordillère occidentale. Son chimisme hyperalcalin et sa forme en filon annulaire suggèrent qu'il s'est développé dans un milieu de distension.

JURASSIQUE TARDIF ET CRÉTACÉ PRÉCOCE

Les plutons de l'intervalle du Jurassique tardif au début du Crétacé précoce (environ 155 à 130 Ma) sont peu communs dans la Cordillère du Canada. Certains ont été reconnus dans le Complexe plutonique côtier (voir la partie traitant du Complexe plutonique côtier). Ailleurs, il existe deux suites assez bien datées; d'étendue restreinte, elles ne sont représentées que dans un ou deux des terranes suspects à l'ouest. La première, la Suite de Saint Elias se rencontre principalement dans le terrane d'Alexander, dans le massif St. Elias. La seconde, la Suite de Francois Lake, recoupe le terrane de Cache Creek, la Quesnellie et la Stikinie le long de la partie est de l'arche de Skeena. Aucune volcanite du Jurassique tardif-Crétacé précoce n'a été reconnue dans aucune de ces régions.

Suite de Saint Elias

Les plutons du Jurassique tardif abondent dans le massif St. Elias, dans le Domaine insulaire (Dodds et Campbell, 1988). Ils sont confinés dans le secteur au nord-est de la faille de Border Ranges et au sud-ouest de la faille de Denali. La plupart intrudent des roches du terrane d'Alexander mais, près de la faille de Border Ranges et dans le sud de l'Alaska, ils traversent des strates wrangelliennes. Leur forme varie du grand complexe batholitique allongé à la petite intrusion simple; leur taille, leur abondance et peut-être aussi leur profondeur de mise en place diminuent généralement du sud-ouest au nord-est. Au sud-ouest, de grands massifs relativement mafiques, comme le Batholite de Mount Logan (planche 31), sont allongés vers le nord-ouest, parallèlement au grain tectonique régional, et sont faiblement ou modérément foliés. Au nord-est, la plupart des plutons sont de petite dimension et relativement felsiques. Ils sont généralement circulaires, discordants et non foliés, et possèdent des auréoles de métamorphisme de contact. Ils se composent principalement de granodiorite et de diorite quartzique avec des quantités moindres de diorite et de monzonite quartzique; ils sont tous calco-alcalins. La plupart des plutons contiennent à la fois de la biotite et de la hornblende.

Les nombreux âges K/Ar sur biotite et sur hornblende provenant de la Suite de Saint Elias tombent presque tous dans l'intervalle de 160 à 130 Ma, autrement dit entre le Jurassique tardif et le début du Crétacé précoce. Des plutons du même âge occupent une zone qui s'étend dans le sud-est de l'Alaska, possiblement jusqu'à l'île Baranof au sud, et que Hudson (1983) a appelée la «zone de Tosina-Chichagof». Les plutons pourraient être l'expression profonde du volcanisme ayant produit au Jurassique tardif et au Crétacé précoce l'Assemblage de Gambier, qui recouvre à la fois la Wrangellie et le terrane d'Alexander. La Suite de Saint Elias pourrait représenter un prolongement vers le nord de la zone de plutons mal définie du Jurassique tardif-Crétacé précoce qui se trouve dans le Complexe plutonique côtier, au sud de 55°N. La zone de plutonisme et de volcanisme du Jurassique tardif-Crétacé précoce a donc pu s'étendre, de façon plus ou moins continue, à partir du nord de l'État de Washington jusque dans le sud de l'Alaska.

Suite de Francois Lake

Un amas économiquement important de plutons s'échelonnant du Jurassique tardif au Crétacé précoce occupe une grande partie de la région située entre les lacs François et Stuart, dans le centre de la Colombie-Britannique. Ces plutons, auparavant rattachés aux Intrusions de Topley, ont reçu une identité propre sous le nom de «Intrusions de Francois Lake» (Carter, 1982). Ils contiennent le plus important gisement de molybdène au Canada, celui d'Endako (Kimura et al., 1976). La plupart des Intrusions de Francois Lake sont des batholites allongés vers le nord-ouest, qui présentent une foliation modérée à très pénétrative de direction nord-ouest. Des plutons dont la composition varie du granite à biotite à la monzonite quartzique, souvent avec des mégacristaux bien visibles de feldspath potassique, y prédominent. Dans la région d'Endako, du granite à biotite et de la granodiorite mégacristallins, non foliés, recoupent une suite foliée de composition dioritique à granodioritique. La plupart des âges K/Ar sur biotite s'échelonnent de 135 à 145 Ma; d'autres sont plus anciens (White et al., 1970). Des datations Rb/Sr sur roche totale ont produit des âges de 138 à 146 Ma (R.L. Armstrong, données inédites).

Tous les massifs de la Suite de Francois Lake, sauf un, se trouvent dans le terrane de Cache Creek ou dans des roches qui pourraient faire partie de la Stikinie. L'exception est le stock de «Jean Marie», qui est situé dans la Quesnellie, du côté nord-est de la faille de Pinchi. C'est une granodiorite à grain moyen, principalement de couleur grise, à hornblende et biotite et à minéralisation de cuivre et de molybdène de type porphyrique (Garnett, 1978). Des datations K/Ar sur biotite et hornblende ont produit des âges concordants d'environ 135 Ma. La présence de la Suite de Francois Lake dans un secteur restreint qui s'étend approximativement vers le nord à travers la Stikinie, le terrane de Cache Creek et la Quesnellie, suggère que les mouvements le long des failles coulissantes dextres ont été peu importants au sein des terranes et entre eux après le début du Crétacé précoce.

CRÉTACÉ MOYEN

Les plutons mis en place entre environ 85 et 130 Ma sont concentrés dans deux grandes zones géographiques qui coïncident approximativement avec le Domaine côtier et le nord du Domaine insulaire d'une part, et avec le Domaine d'Omineca d'autre part.

Les plutons les plus importants de la Cordillère orientale du Canada se composent de roches granitiques du Crétacé moyen qui sont groupés en six suites. Dans le Domaine de l'avant-pays, de petites intrusions alcalines de la Suite de Howell Creek sont comagmatiques des volcanites de la Formation de Crowsnest du Crétacé moyen. De grands plutons discordants, de composition granitique à granodioritique, de la Suite de Bayonne abondent dans le sud du Domaine d'Omineca, notamment dans une vaste zone arquée qui débute à l'est du lac Kootenay et se termine au sud du lac Quesnel. La Suite de Cassiar a une lithologie semblable et dessine une zone linéaire dans le nord de la Colombie-Britannique et au Yukon au sud-ouest des sillons des Rocheuses du Nord et de Tintina. La Suite de Selwyn comprend le Batholite d'Anvil et de nombreux plutons dans la chaîne Selwyn. La plupart de ces massifs se composent de granite, de granodiorite et de syénite quartzique et contiennent une grande partie des importantes minéralisations d'étain et de tungstène de la Cordillère ou leur sont associés. Dans l'ouest du Yukon, la Suite de Tombstone est une suite bimodale de syénite et de monzonite quartzique qui s'étend sur une faible étendue au nord du sillon de Tintina. Dans la cuvette de Whitehorse, la Suite de Whitehorse se compose principalement de granodiorite et pourrait être l'équivalent hypovolcanique des volcanites du Crétacé moyen du Groupe de Mount Nansen.

Les nombreux plutons calco-alcalins du Complexe plutonique côtier sont examinés ailleurs dans le présent chapitre. Dans le nord du Domaine insulaire, des plutons calco-alcalins du Crétacé moyen sont présents dans la Wrangellie, dans l'Assemblage de Gambier du massif St. Elias (Suite de Kluane), et dans le terrane d'Alexander dans le sud-est de l'Alaska. Dans la Suite ultramafique de Union Bay, des massifs de roches ultramafiques de type alaskien forment une zone linéraire qui s'adosse au massif St. Elias, traverse le sud-est de l'Alaska et se rend peut-être jusque dans le Complexe plutonique côtier, en Colombie-Britannique. La Suite de Cascade, dans le sud-est de la Colombie-Britannique et le nord de l'État de Washington, comporte principalement de grands plutons de tonalite foliée.

Les deux grandes zones de plutons du Crétacé moyen sont lithologiquement et chimiquement très différentes. Les plutons du Complexe plutonique côtier sont pour la plupart de type I, contiennent souvent de la hornblende et de la biotite, et sont pauvres en éléments lithophiles à grands rayons ioniques. Les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont souvent faibles (moins de 0,706 et généralement moins de 0,7045). En revanche, les plutons des suites de Selwyn et de Bayonne, dans la zone orientale, sont généralement de type S, felsiques, et riches en éléments lithophiles à grands rayons ioniques, et présentent des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ compris entre 0,710 et 0,740 (Anderson, 1988b; Armstrong, 1988). La Suite de Tombstone a en commun avec les plutons de type A la distribution linéraire et la forme subcirculaire des plutons, la minéralogie alcaline, la géochimie et la texture. Les plutons des domaines côtier et insulaire pourraient être associés à la subduction; ceux des zones situées plus à l'est pourraient être associés à une subduction de type A du miogéoclinal et à un régime tectonique de transtension.

Suite de Howell Creek

Dans les Rocheuses du Sud s'observent des stocks et dykes de roches plutoniques alcalines de faible dimension qui ont été mis en place à de faibles profondeurs. Ils se composent principalement de syénite à texture trachytique et de trachyte porphyrique (Price, 1965) et contiennent des phénocristaux de sanidine, de plagioclase, de hornblende et de pyroxène; par endroits, la matrice contient de la leucite et de l'épidote. De par leur position stratigraphique, leur composition et leur texture, ces plutons semblent comagmatiques des volcanites alcalines de la Formation de Crowsnest (Albien) à l'est (Price, 1965). L'analyse K/Ar de ces intrusions a produit des âges de 72 Ma à 128 Ma (Gordy et Edwards, 1962; Price dans Leech et al., 1963); bien que dispersées, ces valeurs permettent de situer les intrusions au Crétacé moyen.

Suite de Bayonne

Dans le sud-est de la Cordillère, les plutons du Crétacé moyen recoupent la plupart des terranes à l'ouest du protocontinent nord-américain, ainsi que le protocontinent lui-même. La plupart sont des batholites et de grands stocks postérieurs au métamorphisme général, en contact nettement discordant avec la roche encaissante. De nombreux plutons sont approximativement équidimensionnels, bien que ceux de la région du lac Shuswap soient souvent allongés d'est en ouest, transversalement au grain structural régional. Les lithologies principales sont des leucogranites et granodiorites à biotite et à biotite et muscovite, et des granodiorites et granites à biotite et hornblende. Des mégacristaux de feldspath potassique abondent localement. Aucune volcanite du même âge n'y a été reconnue.

Le Batholite de White Creek, qui est typique de la suite, est le mieux connu de ces plutons (Reesor, 1958). Il a une forme grossièrement ovale et recoupe les sédiments protérozoïques du Supergroupe de Purcell le long du système de failles de Hall Lake. Il se compose en bordure d'une granodiorite à biotite qui passe vers l'intérieur à une granodiorite à hornblende et biotite et à un granite à biotite à mégacristaux de feldspath potassique. Le coeur de leucogranite à muscovite et biotite est en contact progressif et franc avec les unités périphériques. La foliation du pluton est parallèle au contact externe et indépendante des limites des lithologies internes. Le pluton dérange les structures dans les strates encaissantes et a produit dans les sédiments une foliation secondaire marquée. Les associations de minéraux dans l'auréole de métamorphisme de contact suggèrent que le pluton a été mis en place à une profondeur d'environ 15 km.

Les âges K/Ar obtenus sur le Batholite de White Creek sont sujets à caution (Archibald et al., 1983). Cependant, une isochrone Rb/Sr (sur roche totale) indique un âge de mise en place d'environ 111 Ma (Wanless et al., 1968). Les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtenus sur les roches du coeur du batholite (0,7250) sont beaucoup plus élevés que ceux des roches des zones périphériques (0,7077), ce qui laisse supposer que le degré d'assimilation des matériaux crustaux par les magmas n'est pas partout le même. En se fondant sur les âges U/Pb de zircons provenant du Batholite de Kaniksu et sur les âges K/Ar et Rb/Sr plus précis obtenus sur d'autres plutons de la région, Archibald et al. (1984) ont conclu que la plupart des plutons ont été mis en place entre 115 et 90 Ma. L'intrusion du Batholite de Kaniksu a eu lieu vers 94 Ma à de plus grandes profondeurs que la plupart des plutons du Crétacé moyen de la région, et cet événement s'est accompagnée d'une déformation pénétrative et d'un métamorphisme prograde, ce qui contraste avec le calme tectonique qui a régné dans le reste de la région.

Suite de Cassiar

Dans le centre nord de la Colombie-Britannique, les plutons du Crétacé moyen sont distribués dans une zone linéaire étroite, parallèle au grain tectonique régional. Contrairement aux plutons de la Suite de Bayonne, les plutons de la Suite de Cassiar sont généralement allongés vers le nord-ouest et plusieurs ont été déformés après leur mise en place. Ils ressemblent lithologiquement aux plutons de la Suite de Bayonne, notamment par la prédominance de granodiorite et de granite à biotite. La muscovite est fréquente dans certains plutons, et la hornblende (généralement moins abondante que la biotite) s'observe ailleurs. Les roches ont en grande partie une couleur rose et renferment communément des mégacristaux de feldspath potassique. Aucune volcanite du même âge n'y a été reconnue.

Le Batholite de Cassiar est le plus grand pluton de cette suite et un des plus imposants de la Cordillère canadienne. Il est nettement allongé, avec une longueur d'environ 350 km et une largeur maximale voisine de 40 km. Gabrielse (1963, 1969) et Poole (1956) donnent des descriptions générales de certaines parties du batholite, mais aucune étude de l'ensemble de ce pluton important n'a été entreprise à ce jour. Le batholite se compose en majeure partie de granite et de granodiorite à grain moyen ou grossier, de couleur gris rosâtre, souvent à mégacristaux de feldspath potassique. La biotite est le principal minéral mafique; la hornblende est abondante localement mais généralement moins que la biotite. La muscovite est fréquente dans les parties occidentales cisaillées du batholite.

Une caractéristique remarquable du Batholite de Cassiar et de nombreux autres plutons de la Suite de Cassiar est leur association avec des failles coulissantes régionales. La marge ouest du batholite comporte une zone de cisaillement dans laquelle le pluton est déformé et mylonitisé sur des largeurs pouvant atteindre 3 km. Globalement, le degré de déformation diminue à partir d'une bordure ouest profondément mylonitisée, en passant par une zone de gneiss oeillé et de gneiss mylonitique oeillé (flaser), puis à une zone de granite faiblement folié ou non folié (Poole, 1956; Gabrielse, 1969). La présence, dans le pluton mylonitisé, de linéations d'étirement subhorizontales suggère qu'il y a eu coulissage le long des failles.

La plupart des analyses K/Ar de la biotite provenant du Batholite de Cassiar et d'autres plutons de la suite donnent des âges d'environ 85 à 110 Ma. Une isochrone Rb/Sr (sur roche totale) a permis d'attribuer un âge de 109 Ma au Batholite de Cassiar (G. Medford et R.L. Armstrong, communication personnelle, 1987). Des datations K/Ar sur la muscovite provenant des bordures mylonitisées des plutons suggèrent que la déformation remonte au moins en partie au Crétacé moyen, c'est-à-dire qu'elle est plus ou moins contemporaine de la mise en place des plutons. Cependant, le jeu de failles et la déformation pourraient s'être poursuivis jusqu'à l'Éocène tardif ou l'Oligocène (Gabrielse, 1985).

Les plutons de Mesilinka et d'Osilinka font partie du Batholite de Hogem, qui date principalement du Jurassique précoce-moyen. Le Pluton de Mesilinka (Woodsworth, 1976) est un massif hétérogène qui se compose de granite à biotite, de monzodiorite quartzique, de granodiorite et de diorite quartzique. Tout comme le Batholite de Cassiar, sa bordure ouest est profondément mylonitisée, l'intensité de la foliation diminuant à l'est. Des massifs de granodiorite et de granite à biotite miarolitiques contenant des yeux de quartz bien visibles recoupent le Pluton de Mesilinka et les parties jurassiques du batholite: ce sont les Intrusions d'Osilinka. Ces stocks sont allongés vers le nord-ouest, parallèlement à la configuration régionale des failles, mais sont ni foliés ni déformés.

Les plutons de Mesilinka et d'Osilinka sont impossibles à distinguer par le seul moyen des données disponibles sur les éléments majeurs et traces. Ils sont tous les deux calco-alcalins et présentent des teneurs en SiO_2 de 58 à 71 % et des rapports Na_2O/K_2O supérieurs à 1 (Meade, 1977; Garnett, 1978; Woodsworth, E.T. Eadie et Armstrong, données inédites). La production de chaleur (en moyenne 2,5 $\mu W/m^3$) est beaucoup plus élevée que dans les segments jurassiques du batholite (de 0,8 à 1,0 $\mu W/m^3$) (Lewis et Woodsworth, 1981).

Des datations K/Ar sur biotite ont produit des âges de 103 ± 4 et de 114 ± 4 Ma pour le Pluton de Mesilinka, et de 112 à 123 Ma pour les stocks d'Osilinka. Une isochrone Rb/Sr (117 ± 8 Ma; sur roche totale) tracée pour les stocks d'Osilinka et une isochrone dispersée Rb/Sr (sur roche totale) obtenue pour le Pluton de Mesilinka suggèrent que ces massifs datent du Crétacé moyen (Eadie, 1976; Woodsworth et Armstrong, données inédites). La dispersion des données Rb/Sr et les âges K/Ar anormalement jeunes du Pluton de Mesilinka (comparativement aux Intrusions d'Osilinka qui le recoupent) pourraient être dus à une remise au zéro partielle des systèmes de datation radiométrique au cours de l'épisode de cisaillement intense ayant affecté le Pluton de Mesilinka. L'absence de déformation dans les Intrusions d'Osilinka indique que tout mouvement important le long des systèmes de failles voisins a cessé avant le Crétacé moyen.

Les batholites très allongés de Cassiar et de Hogem et les massifs de plus petite dimension, comme les plutons de Thudaka et de Whudzi, sont associés régionalement à des décrochements qui sont au moins en partie synplutoniques. Les plutons doivent en partie leur forme allongée à un contrôle passif exercé sur le magma par le système de failles, comme c'est le cas pour les Intrusions d'Osilinka, qui sont allongées et postérieures aux failles. Cependant, un cisaillement ductile synplutonique pourrait avoir étiré certains plutons, comme le Batholite de Cassiar, jusqu'à plusieurs fois leur longueur d'origine. La forme de certains plutons un peu plus anciens, comme le Pluton de Mesilinka, pourrait également être le produit d'un cisaillement ductile, et ces plutons pourraient en réalité être des porphyroclastes géants.

Gabbro d'Axelgold

Le Gabbro d'Axelgold est situé immédiatement à l'ouest du Batholite de Hogem et n'est que légèrement antérieur à la plupart des plutons de la Suite de Cassiar; il est unique dans la Cordillère du Canada. C'est un gabbro lité qui recoupe le terrane de Cache Creek et se compose principalement de gabbro à olivine, avec quelques couches picritiques et anorthositiques à cumulats (Irvine, 1975). De petits massifs de syénite recoupent le gabbro principal. Les datations K/Ar et Rb/Sr indiquent que le gabbro remonte presque certainement au Crétacé précoce (125 ± 5 Ma) (Armstrong et al., 1985). Aucune volcanite du même âge n'a été observée dans la région immédiate, mais il pourrait en exister sur la marge sud du bassin de Bowser (volcanites mafiques et alcalines de Rocky Ridge du Crétacé inférieur). Le pluton n'a aucun équivalent connu dans la Cordillère du Canada, mais son âge se compare à celui de la Suite ultramafique de Union Bay, dans le sud-est de l'Alaska, et sa pétrologie se compare étroitement à celle des gabbros lités de Crillon et de La Perouse dans le chaînon Fairweather, en Alaska (Irvine, 1975).

Suite de Selwyn

Des stocks et batholites siliceux et homogènes caractérisent les roches plutoniques du Crétace moyen dans le Domaine d'Omineca, au Yukon. Ces plutons sont principalement des intrusions discordantes de granite, de granodiorite et de syénite quartzique mises en place à de faibles profondeurs; un grand nombre possèdent des traits marqués des plutons de type S. Beaucoup ont une forme approximativement équidimensionnelle, mais d'autres sont allongés parallèlement au grain régional. Des skarns et greisens à étain et tungstène importants (Dick, 1979, 1980; Dick et Hodgson, 1982) sont associés à cette suite.

Les plutons se rencontrent dans deux milieux tectoniquement différents. La mise en place des plutons des chaînons Anvil (Pigage et Anderson, 1986) est postérieure au métamorphisme régional de type Buchan qui a accompagné le deuxième phase de déformation dans le Domaine d'Omineca, mais antérieure au mouvement survenu le long de la faille de Tintina. Les plutons post-tectoniques de la chaîne Selwyn (Anderson, 1982, 1983b) ont été mis en place dans les faciès de plate-forme ou de bassin d'une succession miogéoclinale du Protérozoïque-Paléozoïque.

Dans la chaîne Selwyn, le clivage ardoisier des roches sédimentaires est recuit dans les auréoles de métamorphisme de contact. La présence de cornéennes à andalousite, de pendentifs abondants et de rares miaroles indique que les plutons, à peine érodés, ont été mis en place dans l'épizone. Les sections transversales subcirculaires des plutons et la présence de structures mineures suggèrent une intrusion forcée de certains plutons sous la forme de diapirs presque consolidés.

Les roches sont en majeure partie des granites et des granodiorites; des syénites quartziques abondent localement. Dans les régions du chaînon Anvil et de la chaîne Selwyn, les minéraux essentiels des plutons sont soit la hornblende+biotite, soit la muscovite+biotite. La biotite est riche en phlogopite dans les roches à hornblende, et riche en alumine et en annite dans les roches à muscovite. Les plutons à hornblende contiennent des hornblendes à coeur irrégulier de clinopyroxène, ainsi que du sphène et de la magnétite. Dans les roches à muscovite, la biotite se caractérise par la présence de petites inclusions rondes de monazite et de zircon avec des halos pléochroïques. Dans les roches à deux micas, il y a prédominance de muscovite déchiquetée, hypidiomorphe ou anédrique, associée, localement, à des bouquets de fibrolite; la plupart des phases siliceuses contiennent de la muscovite euédrique. Des minéraux accessoires alumineux, comme le grenat, l'andalousite et la cordiérite rétromorphosée(?), sont typiques des phases marginales ou satellites des granites à deux micas associés aux skarns à tungstène. L'apatite, le zircon, l'allanite et la tourmaline sont des minéraux accessoires omniprésents, mais les oxydes opaques primaires sont rares ou absents. Le feldspath alcalin, souvent présent sous forme de mégacristaux, est principalement microperthitique. Les roches à deux micas sont souvent myrmékitiques. Les dykes de pegmatite et d'aplite à tourmaline abondent, notamment en bordure des plutons. Les dykes mafiques à phénocristaux de hornblende, de

biotite et de plagioclase ne sont rencontrent que dans des plutons à hornblende d'origine possiblement hypovolcanique, dont ils sont contemporains.

Les plutons des deux régions ressemblent à ceux des suites plutoniques calco-alcalines, siliceuses, évoluées (riches en éléments lithophiles à grands rayons ioniques), de composition peu variable, qui s'observent ailleurs dans les régions continentales. En général, les plutons à hornblende sont à diopside normative; ils ont des teneurs plus élevées en TiO_2, en MnO, en Cr, en Ni, en Sr, en Ba et en Y, des teneurs moins élevées en SiO_2, en K_2O et en Rb, et des rapports Rb/Sr et K/Ba moins élevés que ceux des plutons à muscovite hyperalumineux plus évolués (Anderson, 1988b; Pigage et Anderson, 1986). Les plutons à hornblende présentent généralement une valeur $\delta^{18}O$ plus faible et sont moins radiogéniques (rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,710 à 0,720) que les roches à deux micas (rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,730 à 0,740) (Pigage et Anderson, 1986; Dagenais, 1984; Anderson, 1988b).

Les âges K/Ar, U/Pb et Rb/Sr vont de 88 à 114 Ma, et la mise en place des plutons se situe dans l'intervalle de 90 à 100 Ma. Les rapports isotopiques sont complexes, sans doute en partie à cause d'une assimilation magmatique considérable. Les Volcanites de South Fork, qui sont tenues pour cogénétiques des phases à hornblende (Pigage et Anderson, 1986), datent elles aussi du Crétacé moyen (Wood et Armstrong, 1982). Aucune autre volcanite du même âge n'a été observée dans la région, et il n'y a pas d'autres données stratigraphiques sur les âges des plutons.

Les suites de Selwyn et de Cassiar ne semblent pas s'être formées directement par suite de la subduction. Elles résultent plutôt de l'épaississement et de la fusion de la croûte continentale dans la partie externe du prisme sédimentaire du miogéoclinal au cours de la compression régionale.

Suite de Tombstone

Cette suite est présente uniquement dans le protocontinent nord-américain au nord-est du sillon de Tintina, dans l'ouest du Yukon. Le plus grand massif, le Pluton de Tombstone, a une superficie d'environ 90 km². Des massifs de plus petite taille (Pluton de Mount Brenner, Pluton d'Antimony Range, etc.) existent près du Pluton de Tombstone, et d'autres, que l'on suppose appartenir à la même suite, comme le stock de Syenite Range, affleurent jusqu'à une distance de 100 km au sud-est, le long de la zone linéaire.

Le Pluton de Tombstone est un massif discordant, plus ou moins équidimensionnel (planche 29), qui a été mis en place à de faibles profondeurs le long d'une zone de distension du Protérozoïque tardif. Il recoupe le Quartzite de Keno Hill du Mississippien et est postérieur à la déformation régionale. L'intrusion composite comprend principalement de la syénite à feldspath alcalin avec des phases marginales de monzonite quartzique et de diorite (Tempelman-Kluit, 1970; Anderson, 1987). La syénite est équigranulaire et contient des phénocristaux de feldspath potassique, avec de moindres quantités de plagioclase, d'augite ægyrinique, d'arfvedsonite et de biotite, et un peu de quartz. Dans le Pluton de Mount Brenner, la foliation soulignée par le feldspath alcalin est concentrique par rapport au pourtour du pluton et reproduit la distribution annulaire des phases (Lambert, 1966). Le grenat mélanite, la fluorine et le sphène sont des minéraux accessoires communs. De la phonolite à pseudoleucite et à acmite (tinguaïte) se rencontre près de la bordure du Pluton de Tombstone et dans son coeur (Tempelman-Kluit, 1969). Les phases alcalines contiennent des miaroles tapissées de fluorine, de calcite, de chalcopyrite et de galène; elles ont été la cible de travaux d'exploration visant à découvrir des filons et des skarns à U-Sn-Mo-F-Sb-Au-Ag.

La phase la plus ancienne se compose souvent de diorite. Des intrusions de tinguaïte séparent deux phases de syénite. La dernière phase majeure se compose de monzonite quartzique. Localement, les plutons de Mount Brenner (Lambert, 1966) et de Deadman contiennent une phase primitive de clinopyroxénite à hornblende.

Les études géochimiques (Olade et Goodfellow, 1978) et lithologiques indiquent que la Suite de Tombstone présente une composition bimodale asymétrique avec des roches mafiques alcalines d'une part, et des roches felsiques hyperalcalines de même que des roches siliceuses calco-alcalines en moindres quantités d'autre part; les roches intermédiaires sont peu abondantes. Des âges K/Ar et Rb/Sr fiables allant de 90 à 110 Ma (M.L. Bevier, communication personnelle, 1988) suggèrent que la suite remonte au moins au début du Crétacé tardif.

Suite de Whitehorse

Un grand nombre de plutons mis en place à des profondeurs moyennes ou faibles forment une zone relativement linéaire qui s'étend à travers la cuvette de Whitehorse jusque dans les terranes adjacents de Nisling et de Kootenay, au nord et à l'ouest. La plupart de ces plutons sont des stocks ou de petits batholites mis en place après la déformation régionale. Dans la région de Whitehorse, les plutons sont équidimensionnels à allongés vers le nord-nord-ouest et recoupent le grain structural régional à un angle faible.

Dans la partie sud de la zone, les plutons recoupent les strates du Mésozoïque inférieur des groupes de Lewes River et de Laberge. La plupart des roches sont des diorites quartziques et des granodiorites à biotite et hornblende avec, localement, des coeurs de granite granophyrique rose ou de leucogranite à grain très grossier (Morrison et al., 1979). Plus loin au nord-ouest, près du lac Aishihik, la granodiorite présente dans le chaînon Nisling (Tempelman-Kluit, 1974) forme deux batholites régionalement discordants et allongés vers l'ouest, qui se composent de granodiorite ou de diorite quartzique équigranulaire à grain grossier. Les roches contiennent soit de la hornblende, soit de la hornblende et de la biotite, et ont une couleur mauve distinctive. Les intrusions de Coffee Creek forment des stocks et des batholites de granite à biotite équigranulaire à grain grossier, contenant un quartz enfumé bien visible (Tempelman-Kluit, 1974).

Les âges K/Ar de la Suite de Whitehorse varient de 90 à 116 Ma (Morrison et al., 1979; Tempelman-Kluit et Wanless, 1975; Godwin, 1975), ce qui la situent au Crétacé moyen. Les volcanites du Groupe de Mount Nansen ont le même âge et sont associées spatialement à la Suite de Whitehorse dans le chaînon Nisling et la cuvette de Whitehorse; les plutons et les volcanites pourraient donc être comagmatiques. Dans le chaînon Dawson, des essaims de dykes de porphyre feldspathique du Crétacé moyen, qui sont présumément associés aux volcanites de Mount

Nansen, ont une orientation nord-sud parallèle à la direction générale des plutons du Crétacé moyen. Les plutons de la Suite de Whitehorse représentent vraisemblablement les racines hypovolcaniques d'un arc volcanique continental du Crétacé moyen qui était superposé à la cuvette de Whitehorse et à l'arc de Lewes River (Tempelman-Kluit, communication personnelle, 1985).

Suite de Kluane

Dans le massif St. Elias, les plutons du Crétacé moyen recoupent la Wrangellie et sa couverture de roches de l'Assemblage de Gambier (Dodds et Campbell, 1988). Les roches sont principalement des complexes batholitiques et des stocks mis en place à de faibles profondeurs qui se composent de granodiorite à biotite et hornblende, de diorite quartzique et de quantités moindres de monzonite quartzique à biotite. De nombreux plutons sont allongés vers le nord-ouest, parallèlement au grain tectonique régional. D'après la chimie des éléments majeurs, la suite de type I a une affinité calco-alcaline (Dodds et Campbell, 1988). La plupart des datations K/Ar sur biotite et hornblende vont de 106 à 117 Ma, ce qui situe l'âge de mise en place au Crétacé moyen. Aucune volcanite de cet âge n'a été reconnue dans le massif St. Elias au Canada. Cependant, des volcanites du même âge se rencontrent dans le prolongement nord-ouest de la Suite de Kluane dans l'est de l'Alaska (Richter et al., 1975).

Dans le sud-est de l'Alaska, des plutons du Crétacé moyen, qui forment la Suite de Muir-Chichagof (Brew et Morrell, 1983), recoupent les terranes d'Alexander et de Chugach, ainsi que la Wrangellie. Les roches ressemblent lithologiquement à la Suite de Kluane. Les lithologies principales sont la granodiorite, la tonalite, la diorite quartzique et la diorite à biotite et à hornblende. De nombreux plutons sont de grands massifs ayant des contacts parallèles aux directions structurales régionales mais, dans le nord et l'ouest de la zone, les plutons sont surtout de petits stocks discordants. Les plutons de cette zone et les roches ultramafiques alaskiennes de la Suite de Union Bay pourraient représenter la base générale de l'arc volcanique du Crétacé précoce-moyen, dont l'expression en surface se trouvait dans la zone de volcanites et de flysch de Gravina-Nutzotin (Berg et al., 1972; Brew et Morrell, 1983).

Suite ultramafique de Union Bay

Des complexes ultramafiques de type alaskien sont présents dans une zone linéaire qui débute à proximité de Haines Junction, dans le sud du Yukon, traverse le sud-est de l'Alaska et s'étend possiblement jusque dans le Domaine côtier, près de Prince Rupert. La majeure partie des intrusions recoupent les roches des terranes d'Alexander et de Taku et sont associées étroitement aux strates de l'Assemblage de recouvrement de Gambier.

Les massifs se composent principalement de dunite, de pyroxénite, de hornblendite et de gabbro (Taylor, 1967; Murray, 1972; Irvine, 1974). Ils sont presque tous petits, leur diamètre étant généralement inférieur à 3 km. Le plus grand d'entre eux, le massif de Union Bay, a une longueur d'environ 6 km; des travaux d'exploration y ont été faits en vue de découvrir de la magnétite. Les complexes à olivine sont souvent zonés; autour d'un coeur de dunite se succèdent concentriquement des zones de pyroxénite à olivine, de pyroxénite à hornblende et de gabbro. Les enveloppes de gabbro sont souvent plus grandes que les massifs ultramafiques et plus anciennes que les coeurs des complexes. Les clinopyroxènes sont constitués exclusivement d'augite diopsidique; les orthopyroxènes sont absents ou rares. Les roches ultramafiques sont dépourvues de plagioclase, sauf dans les pegmatites gabbroïques de phase tardive et dans les marges gabbroïques. La pyroxénite à hornblende et la hornblendite renferment de la magnétite et, accessoirement, de l'ilménite dans une proportion de 5 à 20 %. Des auréoles de métamorphisme de contact de haute température entourent plusieurs massifs.

Ces complexes ont produit des âges K/Ar de 100 à 124 Ma (Brew et Morrell, 1983; Sturrock et al., 1980), qui situent leur mise en place dans l'intervalle du Crétacé précoce et moyen. Murray (1972) et Irvine (1973) ont avancé l'hypothèse d'un lien génétique entre les roches ultramafiques du Crétacé et les volcanites de la fin du Crétacé précoce de la zone de Gravina-Nutzotin (Assemblage de Gambier). En se basant sur la composition des pyroxènes et l'abondance des alcalis, Irvine (1973) a suggéré que les Volcanites de Bridget Cove, de composition alcaline, représentent le magma primaire des complexes ultramafiques. Les roches ultramafiques représenteraient donc des chambres magmatiques hypovolcaniques dans lesquelles les minéraux mafiques ont précipité pour former des cumulats. La zonation concentrique pourrait être le résultat d'une intrusion diapirique (Himmelberg et al., 1986).

Le massif le plus au nord de la Suite ultramafique de Union Bay est l'ultramafite de Pyroxenite Creek, qui recoupe les strates du Groupe de Dezadeash. L'intérieur du massif renferme à l'ouest et au centre de la pyroxénite à magnétite à grain fin, et à l'est de la pyroxénite à olivine à grain grossier (Sturrock et al., 1980). Du gabbro et de la diorite sont dispersés en périphérie. Les datations K/Ar et Rb/Sr sur des minéraux individuels ont de 113 à 124 Ma. Le complexe ultramafique de Haines, situé à environ 200 km au sud-sud-est du ruisseau Pyroxenite, a produit un âge Rb/Sr de 120 ± 9 Ma (Lanphere, 1968). Ou bien les massifs de Haines et de Pyroxenite Creek sont plus anciens que les complexes ultramafiques situés plus au sud, ou bien la remise au zéro des systèmes de datation isotopique a été moins complète.

Plusieurs massifs ultramafiques affleurant dans le Complexe plutonique côtier, à l'est du chenal Work, pourraient représenter le prolongement vers le sud-est de la Suite ultramafique de Union Bay (Douglas, 1983). Ils contiennent des orthopyroxènes en abondance, contrairement à la Suite ultramafique de Union Bay; leur âge et leur mode de formation sont inconnus.

Suite de Cascade

La plupart des plutons du Crétacé moyen dans le nord de la chaîne des Cascades, dans l'État de Washington et le sud de la Colombie-Britannique, ont été mis en place au cours de la déformation et du métamorphisme régional. Ces massifs sont des batholites allongés vers le nord-ouest, qui se composent en grande partie de tonalite, de diorite et de diorite quartzique; la hornblende est généralement plus abondante que la biotite. Un grand nombre d'entre eux ont des bordures foliées et quelques-uns, comme

le Pluton de Gabriel Peak, ont été cartopraphiés comme étant des orthogneiss (Misch, 1966). Le Pluton de Ten Peak ressemble au Pluton d'Ecstall du Complexe plutonique côtier (voir ci-dessous), en ce qu'il contient de l'épidote primaire et présente des relations structurales complexes avec les roches métamorphiques encaissantes (R.A. Haugerud, communication personnelle, 1986).

Le meilleur représentant de la Suite de Cascade au Canada est le Pluton de Spuzzum, qui se trouve dans la partie sud de la chaîne Côtière, à l'ouest de la faille du Fraser; sa mise en place coïncide avec le métamorphisme régional. La partie sud du pluton présente une zonation irrégulière, semblable à celle du Pluton d'Adamant du Jurassique moyen. Le coeur du pluton, constitué de diorite à hypersthène et augite et de diorite à hornblende, est entouré de tonalite (Richards, 1971; Vining, 1977). L'analyse U/Pb des zircons a produit des âges de 120 à 110 Ma (Gabites, 1985). Les datations K/Ar vont de 76 à 104 Ma (données recensées dans Irving et al., 1985) et sont plus jeunes près de la faille du Fraser. Elles situent au Crétacé précoce l'âge du pluton et, partant, du métamorphisme régional et de la déformation, et suggèrent une mise au zéro ou une remise au zéro du système de datation K/Ar au Crétacé tardif.

Le massif ultramafique de Giant Mascot est situé dans le Pluton de Spuzzum et date probablement du Crétacé moyen (McLeod et al., 1976). Il présente une zonation grossière, avec plusieurs coeurs de péridotite ou de dunite (certains ayant des masses minéralisées de pyrrhotite-pentlandite-chalcopyrite) entourés de pyroxénite et de diorite (Aho, 1956). Contrairement à la Suite ultramafique de Union Bay, qui est du même âge et qui se trouve dans le sud-est de l'Alaska, le massif de Giant Mascot contient des orthopyroxènes en abondance. Il pourrait représenter une phase à cumulats de la cristallisation du Batholite de Spuzzum (Crétacé précoce-moyen). Il pourrait aussi être le produit de la réaction du magma tonalitique de Spuzzum avec des roches ultramafiques d'origine mantellique, comme le proposent Kelemen et Ghiorso (1986) pour certaines parties du Batholite de Mount Stuart, qui fait partie de la Suite de Cascade dans le nord de la chaîne des Cascades dans l'État de Washington.

Partie sud des domaines intermontagneux et côtier

La plupart des plutons du Crétacé précoce et moyen qui se trouvent dans le sud du Domaine intermontagneux sont peu connus et mal datés. Le Pluton de Verde Creek est un leucogranite miarolitique qui recoupe les volcanites de Spences Bridge du Crétacé moyen, dont il pourrait être l'équivalent hypabyssal. Plus au nord-ouest, entre les failles de Yalakom et du Fraser, le Pluton de Piltz Peak et certaines parties du Complexe métamorphique de Tatla Lake (Friedman et Armstrong, 1988), remontent aussi au Crétacé précoce et moyen.

CRÉTACÉ TARDIF

Les plutons du Crétacé tardif abondent dans le Domaine intermontagneux et dans l'ouest et le centre du Domaine côtier. Les âges K/Ar de la plupart d'entre eux vont de 64 à 85 Ma (Armstrong, 1988). Les plutons du Domaine intermontagneux (suites de Bulkley et de Surprise Lake) sont de petits massifs calco-alcalins mis en place à de faibles profondeurs, qui pourraient être comagmatiques des volcanites de l'Assemblage de Carmacks (Crétacé supérieur), de milieu non marin et de grande étendue. Les plutons du Complexe plutonique côtier, y compris la Suite de Bendor formée de plutons felsiques dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, sont décrits plus loin dans le présent chapitre.

Suite de Bulkley

La plus forte concentration de plutons du Crétacé tardif se trouve le long de l'arche de Skeena; ce sont les Intrusions de Bulkley (Carter, 1982). Individuellement, la nature des massifs varie de l'essaim de dykes au petit stock et au petit batholite. Les plus grands forment les coeurs de massifs montagneux morcelés par des failles dans le Domaine intermontagneux. Les plutons sont peu ou pas foliés et semblent avoir été mis en place à des profondeurs relativement faibles; plusieurs ont des auréoles de métamorphisme de contact bien développées. La composition des intrusions varie de la diorite au granite à biotite et à hornblende d'affinité calco-alcaline; la plupart sont des granodiorites et des diorites quartziques. Plusieurs massifs de faible dimension contiennent des minéralisations importantes de Cu-Mo de type porphyrique, disséminées et sous forme de stockwerks (Carter, 1982; MacIntyre, 1985; Christopher et Carter, 1976).

Le stock du Rocher Deboule est le mieux étudié des grands massifs des Intrusions de Bulkley (Sutherland Brown, 1960). Il s'étend sur environ 80 km^2 et constitue le coeur d'un bloc soulevé de roches volcaniques et sédimentaires qui s'échelonnent du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur. Il se compose de granodiorite faiblement porphyrique à biotite et hornblende et, accessoirement, de granite à grain fin. La similitude d'âge K/Ar (de 70 à 72 Ma) et de composition entre le stock et les volcanites intrudées de Brian Boru, de même que leur proximité, suggèrent que les deux unités sont comagmatiques.

MacIntyre (1985) a conclu que les Intrusions de Bulkley, à proximité du lac Tahtsa, sont comagmatiques du Groupe de Kasalka (Albien?-base du Crétacé supérieur) et qu'elles ont été mises en place en bordure d'un grand complexe formé par subsidence en chaudron. Cependant, le Groupe de Kasalka est beaucoup plus ancien (Crétacé moyen) que la Suite de Bulkley; les formations de Brian Boru et de Tip Top Hill du Crétacé supérieur, sont plus susceptibles d'être les équivalents volcaniques de la Suite de Bulkley. Cette suite et les volcanites associées sont l'expression à faible profondeur du métamorphisme et du plutonisme profonds qui ont affecté le Domaine côtier, à l'ouest. Le plutonisme, le volcanisme et le métamorphisme du Crétacé tardif pourraient représenter un orogène de transpression, les Intrusions de Bulkley et les volcanites du même âge étant contrôlées par des structures de transtension (pull-apart) locales dans le Domaine intermontagneux.

À l'est de la partie sud du Complexe plutonique côtier, quelques plutons seulement ont produit des âges K/Ar entre 70 et 80 Ma. Des massifs dont la composition varie de la granodiorite à la diorite quartzique à hornblende, mis en place à de faibles profondeurs, sont présents de part et d'autre de la faille de Yalakom. Le stock de Fish

Lake, le mieux étudié de ces massifs, contient d'importants minéralisations de Cu et Au de type porphyrique (Wolfhard, 1976; McMillan, 1983).

Suite de Surprise Lake

La Suite de Surprise Lake comporte une zone de stocks et de batholites qui s'étend en direction du nord-ouest dans le centre nord de la Colombie-Britannique, et une zone à orientation nord-nord-ouest qui s'étend sur le flanc oriental du Domaine côtier à partir du nord-ouest de la Colombie-Britannique jusqu'au Yukon. La plupart des massifs ont en plan une section subcirculaire; ils sont tous post-tectoniques, sans foliation et mis en place à de faibles profondeurs. Les roches sont principalement des granites à hornblende et biotite, des granites à biotite et hornblende, des granites à feldspath alcalin, des granodiorites et des syénites quartziques à hornblende. Les phases marginales se composent souvent de diorite et de gabbro. Tous les membres de la suite contiennent des miaroles qui sont fréquemment tapissées de quartz, de feldspath, de fluorine et d'autres minéraux (Gabrielse, 1969). Le Pluton de Needlepoint est anormalement riche en sphène. Des minéralisations importantes (U-W-Mo-Sn) sont associées à certains plutons (Ballantyne et Littlejohn, 1982).

Les âges K/Ar sont groupés autour de 70 Ma. Les plutons de la zone à orientation nord-nord-ouest pourraient être les équivalents plus profonds des volcanites du Groupe de Carmacks (Crétacé supérieur), qui affleurent plus au nord (Gord et al., 1984). Aucune volcanite équivalente du Crétacé supérieur n'a été observée dans la zone à orientation nord-ouest; toutefois, les plutons pourraient représenter les racines de systèmes volcaniques qui ont fourni des tufs d'âge campanien à maastrichtien au bassin de Sustut. Les plutons des deux zones se ressemblent et pourraient représenter un épisode de magmatisme volcano-plutonique continental ayant affecté la bordure orientale du Complexe plutonique côtier, analogue à celui qui a produit la Suite de Bulkley au sud du bassin de Bowser.

TERTIAIRE PRÉCOCE (ÉOCÈNE PRINCIPALEMENT)

De nombreuses datations radiométriques (principalement au K/Ar) ont été effectuées sur des plutons paléogènes et la plupart des âges obtenus se situent dans l'intervalle de 45 à 55 Ma (Éocène précoce-moyen). L'Éocène moyen est marqué par la fin du plutonisme étendu dans la Cordillère canadienne, et par le soulèvement et l'érosion de complexes métamorphiques dans les domaines d'Omineca, intermontagneux et côtier. La plupart des plutons éocènes se trouvent dans l'est du Complexe plutonique côtier, où ils pourraient être les équivalents profonds des volcanites et plutons de faible profondeur du Domaine intermontagneux; le reste est situé en majeure partie dans les domaines intermontagneux et insulaire. La plupart forment de petits stocks discordants et de faible profondeur et d'innombrables dykes et filons-couches; beaucoup sont associés spatialement et apparentés génétiquement à des volcanites. Les plutons du Complexe plutonique côtier sont décrits plus loin dans le chapitre; d'autres suites sont décrites ci-dessous, par région.

Domaine insulaire

À l'ouest du Complexe plutonique côtier, se trouvent les plutons éocènes suivants: le Gabbro de Sooke (Éocène précoce) et d'autres massifs de gabbro associés, dans l'île de Vancouver; la Suite de Catface, qui date en grande partie de l'Éocène moyen, dans l'île de Vancouver; et la Suite de Seward (Éocène précoce-moyen), dans le massif St. Elias.

Le Gabbro de Sooke et les autres massifs de plus faible dimension qui lui sont associés se trouvent au sud de la faille de Leech River, dans l'île de Vancouver. Le Gabbro de Sooke passe vers le sommet à des complexes filoniens et aux Volcanites de Metchosin (Éocène), dont il constitue le socle (Massey, 1986). Un âge U/Pb de 52 ± 2 Ma déterminé sur les zircons provenant du gabbro, un âge K/Ar de 55 ± 1 Ma obtenu sur la hornblende provenant du gabbro, et un âge $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur roche totale obtenu pour les Volcanites de Metchosin (Marvin et Cole, 1978; Duncan, 1982; Massey, 1986) indiquent que les volcanites et le gabbro datent de l'Éocène précoce et qu'ils sont du même âge. La stratigraphie ophiolitique des gabbros et des volcanites pourrait s'être formée dans une zone de distension régionale, peut-être sous la forme d'une île émergente dans un bassin de marge transformante (Massey, 1986).

La Suite de Catface comprend de nombreux petits stocks, dykes et filons-couches irréguliers (Carson, 1973) dans une vaste zone qui débute à proximité de Nanaimo et s'étend vers l'ouest jusqu'à Ucluelet et vers le nord jusqu'à Zeballos, dans l'île de Vancouver. Un amas important de plutons affleure près de Courtenay, dans le centre est de l'île de Vancouver. Les Intrusions de Catface se composent principalement de tonalite et de diorite quartzique, et d'un peu de granodiorite et de granite. Les roches contiennent jusqu'à 10 % de biotite et de hornblende. Plusieurs des intrusions sont porphyriques; des phases à phénocristaux de plagioclase et de hornblende sont présentes dans tous les plutons étudiés en détail (Carson, 1973). Les roches sont calco-alcalines, les rapports K/Na étant légèrement inférieurs à ceux des Intrusions d'Island du Jurassique.

Dans la région de Tofino, les Intrusions de Catface passent à des ignimbrites dacitiques comagmatiques, auxquelles Brandon (1985) a donné le nom informel de «volcanites de Flores»; leurs âges radiométriques s'échelonnent de l'Éocène précoce à l'Éocène moyen (R.R. Parrish et R.L. Armstrong, données inédites). Les âges K/Ar des Intrusions de Catface sont compris entre 32 et 59 Ma, la plupart dans l'intervalle de 36 à 45 Ma (Armstrong, 1988). L'âge de ces intrusions s'échelonne donc de l'Éocène moyen jusqu'à l'Éocène tardif peut-être, et elles sont plus ou moins contemporaines de la plupart des plutons paléogènes des domaines côtier et intermontagneux dans le sud de la Colombie-Britannique. Dans la plupart des régions, il n'existe aucune relation apparente entre les Intrusions de Catface et le volcanisme éocène, peut-être en raison d'une érosion subséquente. Les plutons recoupent des roches aussi jeunes que le Groupe de Nanaimo (Crétacé supérieur) et ont été mis en place à de faibles profondeurs. Des diatrèmes ou des brèches d'effondrement sont présents dans de nombreux massifs et à proximité, ce qui pourrait signifier que les teneurs en éléments volatils étaient élevées au moment de la mise en place des intrusions. De nombreux plutons des Intrusions de Catface contiennent des concentrations de sulfures économiquement intéressantes. Des

gisements de Cu-Mo porphyriques sont associés à de petites intrusions au mont Catface (McDougall, 1976) et au mont Washington, et des filons de quartz aurifères-argentifères sont associés au stock de Zeballos.

La Suite de Seward, dans le massif St. Elias au Canada (Dodds et Campbell, 1988), se compose de tonalite, de diorite quartzique, de granodiorite et de monzonite quartzique. La plupart des plutons sont situés au sud-ouest de la faille de Border Ranges et ont été mis en place à de faibles profondeurs dans le terrane de Chugach. La plupart des datations K/Ar s'échelonnent de 41 à 55 Ma (de la fin de l'Éocène précoce à l'Éocène moyen).

Sud de la Colombie-Britannique

Il existe de nombreux plutons paléocènes et éocènes dans le sud de la Colombie-Britannique, à l'est du Complexe plutonique côtier. Leurs compositions et leurs styles structuraux sont très variés, et ils sont groupés en plusieurs suites différentes.

La Suite de Ladybird affleure dans le mur des zones de cisaillement d'Okanagan et de Valkyr (Carr et al., 1987; Parrish et al., 1988). Dans le complexe gneissique de Valhalla (Reesor, 1965), la plupart des roches plutoniques de la Suite de Ladybird remontent au Paléogène (Carr et al., 1987). Elles comprennent une monzonite quartzique mégacristalline de type I, à hornblende et biotite, qui date du Paléocène, et une monzonite quartzique leucocrate et homogène, à biotite, qui date de l'Éocène précoce. Les deux unités sont des massifs en nappe qui recouvrent structuralement et recoupent des roches plutoniques et métamorphiques du Crétacé tardif et plus anciennes. Elles présentent une foliation mylonitique pénétrative, modérée ou marquée.

Les auteurs incluent ici dans la Suite de Ladybird d'autres roches granitiques présentes entre la vallée de l'Okanagan et le fleuve Columbia, notamment les Intrusions de Sheppard au sud de Trail. Ces roches se composent généralement de granite, mais parfois aussi de syénite. Le principal minéral mafique est la biotite. Contrairement à la Suite de Coryell (décrite ci-dessous), les Intrusions de Sheppard sont profondément cisaillées et mylonitisées par endroits (Little, 1982). Aucun âge K/Ar n'a été obtenu, mais une datation U/Pb sur zircon de 47 Ma (Parrish et al., 1988) indique que les intrusions datent de l'Éocène moyen. Les Intrusions de Sheppard pourraient être associées aux volcanites calco-alcalines de la partie supérieure du bassin de White Lake (Church, 1973) et aux volcanites felsiques de la Formation de Kettle River de l'Éocène moyen (Little, 1982). S'il existe vraiment un lien génétique entre la Suite de Coryell et les Intrusions de Sheppard, il n'est pas évident.

La Suite de Coryell comporte de nombreux plutons éocènes distinctifs, mis en place à de faibles profondeurs, entre le lac Okanagan et le fleuve Columbia. Elle comprend des batholites et des stocks de syénite souvent porphyrique, aux textures variées et de couleur rose et chamois; elle comporte aussi, quoique dans une moindre proportion, du granite, de la shonkinite, de la diorite et de la monzonite (Little, 1960, 1982). Les principaux minéraux mafiques sont la biotite et la hornblende, accompagnées localement de pyroxène. Les roches sont fortement alcalines et présentent des teneurs anormalement élevées en uranium et en thorium (Leroux, 1980). Des âges K/Ar (compilés dans Little, 1982) et un âge U/Pb sur zircon indiquent que les Intrusions de Coryell s'échelonnent de la fin de l'Éocène précoce à l'Éocène moyen. Les plutons sont génétiquement apparentés à la Formation de Marron, formation étendue de l'Éocène moyen (Church, 1973; Little, 1982). D'après Tempelman-Kluit et Parkinson (1986), les Intrusions de Coryell sont contemporaines d'un épisode de distension qui a affecté la zone de cisaillement faiblement inclinée d'Okanagan. Dans ce cas, le chimisme alcalin des roches pourrait être le résultat de l'amincissement crustal ayant accompagné cet épisode de distension éocène; toutefois, la majeure partie de la distension est postérieure aux intrusions alcalines.

Le porphyre de Shingle Creek se trouve juste à l'ouest de la zone de cisaillement d'Okanagan. Il se compose principalement de granite calco-alcalin porphyrique grossier. Des phénocristaux de sanidine pouvant avoir jusqu'à 10 cm de longueur et des phénocristaux plus petits d'albite et de quartz sont noyés dans une matrice à grain fin (Bostock, 1966). Le porphyre est recouvert en discordance par les volcanites de la Formation de Marron et pourrait constituer le membre le plus à l'ouest de la Suite de Coryell.

De nombreux plutons, dont la plupart ne sont pas datés mais qui remontent vraisemblablement au Paléogène-Éocène, existent dans le sud-ouest du Domaine intermontagneux et dans le nord de la chaîne des Cascades, en Colombie-Britannique et dans l'État de Washington. Le Pluton de Needle Peak en est un des plus gros. Il est grossièrement circulaire et recoupe les strates mésozoïques et la plupart des structures dans la cuvette de Methow; il pourrait être décalé par des blocs faillés à orientation nord-est. C'est un massif de monzogranite à hornblende et biotite non folié, à grain grossier, qui a été mis en place à de faibles profondeurs, et d'âge éocène (Greig, 1989). Plusieurs grands plutons éocènes s'observent dans le nord de la chaîne des Cascades, dans l'État de Washington; ils sont tous postérieurs au métamorphisme régional et à la déformation. Le Batholite de Golden Horn présente une alcalinité prononcée et se distingue en cela des autres plutons, qui ont une composition calco-alcaline.

À l'ouest des failles du Fraser et de Yalakom, de nombreux filons-couches de granodiorite recoupent les schistes du terrane de Bridge River. Les filons-couches sont mylonitisés et déformés en plis isoclinaux, et il reste peu de choses de leurs textures d'origine (Potter, 1983). Des datations U/Pb sur zircon ont produit des âges concordants qui indiquent que la mise en place et la déformation de ces massifs remontent à l'Éocène moyen (Potter, 1983; P. van der Heyden, communication personnelle, 1985). La mylonitisation et la formation de plis couchés ayant affecté les massifs sont probablement associées à des décrochements dextres le long des failles du Fraser et de Yalakom; elles dateraient donc en partie de l'Éocène tardif ou d'une époque ultérieure. Des dykes et filons-couches non déformés de felsite, de porphyre feldspathique et de porphyre à biotite et feldspath sont communs au sud-ouest de la faille de Yalakom. Ils recoupent les roches mésozoïques de la cuvette de Tyaughton et pourraient être les conduits nourriciers des volcanites du Groupe de Sheba de l'Éocène. Dans le complexe métamorphique de Tatla Lake, une granodiorite du Tertiaire précoce a subi une déformation ductile et une mylonitisation (Friedman et Armstrong, 1988).

Centre ouest de la Colombie-Britannique

Les plutons du Tertiaire précoce abondent dans le Domaine intermontagneux, dans le centre ouest de la Colombie-Britannique, où ils se présentent sous la forme de petits stocks mis en place à de faibles profondeurs, qui ont reçu diverses appellations. La plupart des plutons font partie de trois suites différentes: les suites granitiques de Nanika et de Quanchus, la suite granodioritique de Babine, et la suite gabbroïque de Goosly Lake. Presque toutes les datations K/Ar tombent dans l'intervalle de 44 à 56 Ma (Carter, 1982).

Les plutons de la Suite de Nanika sont appelés «Intrusions de Nanika» au sud du bassin de Bowser, «Intrusions de Kastber» à l'est du bassin, et «Intrusions d'Alice Arm» à l'ouest du même bassin. Les lithologies sont calco-alcalines et leur composition varie du granite à la granodiorite miarolitiques. Elles vont des roches équigranulaires à grain grossier à des brèches rhyolitiques aphanitiques. De nombreuses intrusions ont été mises en place sous la forme de petits plutons, d'essaims de dykes et de filons-couches le long de failles à pendage fort. Certaines contiennent d'importantes minéralisations de Cu-Mo de type porphyrique, disséminées ou sous forme de stockwerks, comme les gisements de Berg (Panteleyev, 1981) et de Kitsault (Steininger, 1985). Elles sont associées spatialement à des volcanites du même âge au sud du bassin de Bowser; en général, les plutons semblent représenter les racines de volcans profondément érodés (MacIntyre, 1985). Les Intrusions d'Alice Arm, qui se trouvent juste à l'est du Complexe plutonique côtier, pourraient occuper une position structurale intermédiaire entre les plutons éocènes plus profonds dans l'est du Complexe plutonique côtier et les volcanites calco-alcalines de type Sloko.

La Suite de Quanchus comprend une chaîne arquée de grands stocks dans le centre ouest de la Colombie-Britannique. Les intrusions ont une composition semblable à celle de la Suite de Nanika, mais elles sont plus grosses, généralement plus riches en hornblende et en biotite et dépourvues de minéralisations importantes en Mo et Cu. Les quelques datations K/Ar disponibles indiquent une mise en place au Paléocène tardif-Éocène.

La suite granodioritique (Intrusions de Babine) se rencontre uniquement dans une zone à orientation nord-ouest près du lac Babine. Elle contient plusieurs gros gisements de Cu-Mo porphyriques (p. ex., Granisle, Bell Copper; Carson et Jambor, 1974). Les lithologies se composent en majeure partie de granodiorite à biotite et feldspath ou de porphyre dioritique distinctif. La forme des massifs varie de l'essaim de dykes au stock de faible dimension; des indices d'intrusions multiples sont fréquemment observés. Ils pourraient s'agir des racines de centres volcaniques, dont les équivalents extrusifs s'observent à plusieurs endroits (Carter, 1982).

Les Intrusions de Goosly Lake comprennent plusieurs culots de faible dimension au sud de Houston. Ce sont des gabbros et des monzodiorites alcalins que Church (1971) considère comme des centres volcaniques de l'Éocène.

Nord de la Colombie-Britannique et Yukon

De nombreux plutons tertiaires affleurent le long de la bordure est de la chaîne Côtière, dans le nord de la Colombie-Britannique et l'ouest du Yukon. La granodiorite de Ruby Range forme la partie orientale du Complexe plutonique côtier dans le sud-ouest du Yukon. Elle date principalement de l'Éocène (datations K/Ar), mais certaines parties pourraient être plus anciennes (Tempelman-Kluit et Wanless, 1975). Elle se compose principalement de granodiorite hétérogène grise à hornblende et biotite (Muller, 1967). Certains affleurements sont bien foliés, et la recristallisation a produit une texture granoblastique prononcée. Du quartz enfumé s'observe localement.

La Suite de Bennett comporte, du côté est du Complexe plutonique côtier, des plutons calco-alcalins mis en place à de faibles profondeurs qui ressemblent, par la composition et le milieu tectonique, à ceux de la Suite de Nanika. Les roches se composent principalement de leucogranite ou d'alaskite de couleur chamois en surface altérée, qui recoupent la Stikinie. Elles contiennent fréquemment des miaroles et des yeux de quartz enfumé; la biotite est le principal minéral mafique, et la fluorine est un minéral accessoire commun. Au Yukon, l'alaskite de Nisling Range (Muller, 1967; Tempelman-Kluit et Wanless, 1975; Ridgway, 1973) est associée à des essaims de dykes à phénocristaux de feldspath d'orientation nord qui s'étendent sur une grande distance; ce pourrait être les conduits nourriciers des pyroclastites intermédiaires à felsiques qui s'observent à proximité. Le Pluton de Pattison (Lynch et Pride, 1984) est le membre le mieux étudié de la Suite de Bennett. Il renferme des phases d'alaskite à grain fin, moyen et grossier, et contient aussi des minéralisations de molybdénite économiquement intéressantes.

Dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, les plutons éocènes de la Suite de Bennett semblent être les équivalents hypovolcaniques des volcanites de Sloko, qui datent principalement de l'Éocène (Bultman, 1979; Lambert, 1974). Le Batholite de Fourth of July (Aitken, 1959) est un grand pluton zoné de granite et de granodiorite qui se trouve près d'Atlin. Le principal minéral mafique est la hornblende, qui renferme des coeurs de pyroxène. Bien que l'abondance du quartz enfumé dans ce massif suggère qu'il puisse faire partie de la Suite de Bennett, des datations récentes indiquent un âge jurassique (R.L. Armstrong, données inédites)

Les suites de Bennett et de Nanika ont des compositions et des milieux tectoniques comparables. Elles consistent en des plutons felsiques mis en place à de faibles profondeurs, qui recoupent la Stikinie et donnent des âges K/Ar d'environ 45 à 57 Ma. Même s'il est plus facile d'associer la Suite de Bennett à des volcanites corrélatives, les deux suites sont vraisemblablement l'expression, à faible profondeur, de l'épisode plutonique étendu qui a affecté le Domaine côtier, à l'ouest, au cours de l'Éocène.

L'intrusion alcaline de «Ting Creek» est un des nombreux petits plutons épizonaux de syénite et de trachyte qui existent dans le sud-est du Yukon. Les datations K/Ar indiquent un âge éocène (Harrison, 1981).

Dans le chaînon Deserters, à l'ouest du sillon des Rocheuses du Nord, le stock de Balourdet recoupe les éléments structuraux de la faille de Sifton. Postérieur à la déformation, il se compose d'un granite à biotite équigranulaire, à grain moyen, qui a produit un âge K/Ar de 42 ± 2 Ma (Evenchick, 1988). La faille de Sifton est également recoupée par des dykes non déformés de lamprophyre (kersantite) et de pegmatite, qui ont produit des âges K/Ar de 37 à 52 Ma (Evenchick, 1988). Les dykes éocènes sont communs ailleurs dans le Domaine d'Omineca (p. ex., Parrish, 1979).

Bassin de l'avant-pays

Plusieurs amas de roches ignées alcalines affleurent dans le centre nord du Montana. Ceux de Sweetgrass Hills s'échelonnent de l'Éocène précoce à l'Éocène moyen, et leur composition va d'une syénite à pyroxène à une aplite (Marvin et al., 1980). Les complexes ignés des monts Bearpaw affleurent sur une superficie de 2 500 km^2. Les roches intrusives associées au volcanisme remontent à l'Éocène et ont une composition alcaline à hyperalcaline. D'après Marvin et al. (1980), les magmas éocènes ont une origine mantellique et sont associés à un ou plusieurs points chauds.

COMPLEXE PLUTONIQUE CÔTIER

La plus forte concentration de roches plutoniques de la Cordillère canadienne se trouve dans le Complexe plutonique côtier, dans le Domaine côtier; ces roches plutoniques, accompagnées accessoirement de roches métamorphiques, sont distribuées sur une zone longue et étroite qui s'étend du sud de la Colombie-Britannique jusqu'au Yukon. Les limites est et ouest du complexe sont relativement arbitraires, car il ne présente pas de différences marquées par rapport aux zones adjacentes, ni dans l'âge, ni dans la composition, ni dans le style plutonique. Cette démarcation demeure néanmoins utile dans la partie principale du Domaine côtier, où les roches plutoniques et métamorphiques prédominent par rapport aux strates non ou faiblement métamorphisées. La synthèse présentée ici est essentiellement descriptive et porte plus particulièrement sur la région au sud de 55°N, notamment la région entre Prince Rupert et Terrace, où se trouve la coupe la mieux étudiée du Complexe plutonique côtier. Brew et Morrell (1983) ont examiné le Complexe plutonique côtier au nord de 55°N, en Alaska.

La plupart des travaux de reconnaissance entrepris dans le Complexe plutonique côtier avaient pour objectif de cartographier la composition modale des roches plutoniques (p. ex., Roddick et Hutchison, 1974; Roddick, 1983). Roddick (1965), Souther (1971), Baer (1973), Woodsworth (1979), Hutchison (1982), Barker et al. (1986) et Crawford et al. (1987) ont fourni des descriptions et des interprétations nettement différentes des diverses parties du complexe, ce qui illustre bien la complexité lithologique et struturale de la zone (p. ex., fig. 15-5). Le Complexe plutonique côtier comprend un complexe de migmatite et de gneiss (planche 30) (le Complexe gneissique central dans la région de Prince Rupert); des plutons foliés ou massifs, isolés ou coalescents; et des zones mineures de schistes et de roches volcaniques et sédimentaires inégalement métamorphisées. La direction structurale générale est nord-ouest. La plupart des plutons prétertiaires sont allongés vers le nord-ouest, ce qui suggère un contrôle structural important de leur forme et de leur configuration. Environ les trois quarts du Complexe plutonique côtier consistent en des roches granitoïdes dont la composition va du granite au gabbro. Environ 40 % des roches plutoniques se composent de diorite quartzique et 30 % de tonalite et de diorite (Roddick, 1983). Les principaux minéraux mafiques sont la hornblende et la biotite, et le clinopyroxène est commun dans les coeurs des cristaux de hornblende, notamment dans les roches les plus mafiques. Les principaux minéraux accessoires sont le sphène, la magnétite, l'apatite et le zircon. Les plutons à deux micas sont rares. Le Complexe plutonique côtier est le plus grand, le plus mafique et le plus pauvre en feldspath alcalin de tous les terranes plutoniques péripacifiques.

La composition chimique globale des roches plutoniques du Complexe plutonique côtier ressemble à celle de la croûte continentale moyenne, mais la teneur en K_2O est plus faible et la teneur en Na_2O et Al_2O_3 nettement plus élevée (Roddick, 1983). Les roches sont calco-alcalines. Smith et al. (1979) ont observé dans les roches plutoniques un accroissement systématique des teneurs en K_2O, Rb et Ba et une diminution des teneurs en CaO, Na_2O, Mn et Sr d'ouest en est, à travers la zone. Cependant, Roddick (1983), en se fondant sur des analyses beaucoup plus nombreuses, n'a pas observé de variation significative dans cette direction. Les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont presqu'à 0,704 ou moins dans le sud du complexe, et entre 0,706 et 0,704 plus au nord (Armstrong, 1988; Barker et al., 1986). Bref, les roches granitiques du Complexe plutonique côtier sont relativement mafiques et typiques de l'espèce cordillérienne de plutons de type I, telle que définie par Pitcher (1983).

Des études antérieures sur les plutons du Complexe plutonique côtier reposaient essentiellement sur des datations K/Ar exécutées dans la région de Prince Rupert et du chenal Douglas (Hutchison, 1982). Ces données définissent une zone orientale, qui date de l'Éocène (de 43 à 55 Ma), et une zone occidentale, qui s'échelonne du Jurassique tardif à l'ouest au Crétacé tardif à l'est. La limite entre les deux zones coïncide avec une zone de cisaillement ductile qui est appelée «linéament de Work Channel» en Colombie-Britannique (voir la figure 17-8; Crawford et Hollister, 1982) et «mégalinéament de Coast Range» dans le sud-est de l'Alaska (Brew et Ford, 1978). L'évolution métamorphique et structurale des roches diffère selon qu'on se trouve du côté est ou du côté ouest de cette zone de cisaillement (chapitre 17; Crawford et al., 1987).

Environ 100 km au sud-est de Terrace, les roches plutoniques qui longent le flanc est du Complexe plutonique côtier datent principalement du Jurassique moyen, du Crétacé tardif et du Tertiaire précoce (van der Heyden, 1982). Cette zone pourrait être séparée du «plateau» tertiaire à l'ouest par une zone de failles fragiles(?). Ainsi, la distibution des âges K/Ar est symétrique, du moins localement, le Tertiaire étant flanqué d'âges crétacés.

Dans le sud du Complexe plutonique côtier, les âges K/Ar diminuent généralement d'ouest en est, mais la configuration est plus complexe que dans le nord. Dans les deux régions, les âges K/Ar pourraient représenter la dernière phase de refroidissement de vastes parties du Complexe plutonique côtier, et ils pourraient indiquer que la partie occidentale s'est refroidie et soulevée avant la partie

Figure 15-5. Dyke mafique recoupant une diorite quartzique foliée. Le dyke est démembré et injecté par la roche plutonique, ce qui indique que la diorite quartzique n'était qu'une bouillie de cristaux au moment de l'injection du dyke. Les dykes de ce type, qui illustrent bien la complexité de plusieurs roches du Complexe plutonique côtier, ont été qualifiés de «synplutoniques» par Roddick et Armstrong (1959). La photo a été prise à environ 25 km à l'ouest de la tête de l'inlet Butte. (Photo: G.J. Woodsworth). GSC 205378

orientale. Nous ne savons pas dans quelle mesure les âges K/Ar représentent l'âge de mise en place des plutons; chaque âge doit être considéré séparément.

Les datations U/Pb sur zircon indiquent que les plutons s'échelonnent du Silurien à l'Éocène; il est probable que plus de 95 % de ces plutons sont groupés dans l'intervalle du Jurassique à l'Éocène. En général, les plutons les plus anciens sont les plus intensément déformés et métamorphisés; le degré de déformation et de métamorphisme peut servir à établir approximativement la séquence chronologique relative des plutons dans une région donnée.

Les résultats issus des datations U/Pb du Complexe plutonique côtier présentés dans de nombreuses études récentes n'ont pu être intégrés dans la présent chapitre en raison des délais de production du présent volume. Parmi ces études, on doit toutefois mentionner celle de van der Heyden (1989) qui a présenté un modèle tectonique de la région comprise entre 53° et 54°N fondé sur 48 nouveaux âges U/Pb. Les données présentées montrent que le flanc ouest du Complexe plutonique côtier est constitué de trois unités tectoniques principales qui, de l'ouest vers l'est, sont définies par une zone de plutons syncinématiques et postcinématiques (165-155 Ma), par une seconde zone de plutons du Crétacé précoce (131-123 Ma) et finalement par une zone de plutons du Crétacé moyen (110-84 Ma). Cet auteur suggère également que tous les plutons du Jurassique à l'Éocène du Complexe plutonique côtier ainsi que ceux des zones latérales sont liés à une zone de subduction plongeant vers l'est, située entre un superterrane allochtone constitué du terrane d'Alexander, de la Wrangellie et de la Stikinie, et le protocontinent nord-américain auquel le superterrane s'est joint au Jurassique moyen.

Plutons du Paléozoïque et du Trias tardif

Les plutons les plus anciens qui aient été observés dans le Complexe plutonique côtier sont distribués dans une zone qui s'étend vers le nord-ouest dans les îles situées à l'ouest et au sud de Prince Rupert. Dans les îles Baron et Dunira, des diorites quartziques et des tonalites recoupent les unités basales d'une séquence volcano-sédimentaire non datée (Hutchison, 1982). Un métamorphisme régional au faciès des schistes verts a transformé en actinote et en chlorite les minéraux mafiques primaires. La plupart des roches présentent une nette foliation métamorphique; ce sont en grande partie des schistes à chlorite. L'analyse U/Pb des zircons provenant d'un pluton a produit des âges de 411 à 419 Ma, qui indiquent qu'au moins une partie de la suite date du Silurien tardif ou d'avant. Woodsworth et Orchard (1985) ont mis en corrélation des strates du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque inférieur d'une part, et des strates du terrane d'Alexander, dans le sud-est de l'Alaska, d'autre part. Les plutons siluriens des îles Baron et Dunira sont probablement calco-alcalins et ressemblent aux plutons calco-alcalins de l'intervalle Ordovicien-Silurien précoce du sud-est de l'Alaska. Cependant, le Complexe plutonique côtier en Colombie-Britannique ne contient ni trondhjémite ni leucodiorite sodique du Silurien tardif, roches caractéristiques du terrane d'Alexander dans le sud-est de l'Alaska. Des plutons paléozoïques existent aussi dans les îles Porcher et Pitt et dans la région de la rivière Ecstall, où ils forment des massifs étroits et généralement très déformés à orientation nord-ouest.

Le Pluton de Dala River est un gros massif métamorphisé et très déformé de diorite quartzique et de tonalite contenant de gros yeux de quartz bleu. Des datations U/Pb sur zircon provisoires ont produit des âges correspondant au Mississippien, qui suggèrent que dans la région du pic Atna (chapitre 16), le pluton est peut-être le socle des strates du Paléozoïque supérieur qui sont rapportées provisoirement à la Stikinie.

Le Pluton de Captain Cove, au sud de Prince Rupert, est un massif allongé vers le nord-ouest qui se compose principalement de diorite quartzique (Roddick, 1970). Des datations U/Pb sur zircon indiquent que la partie nord du pluton date de la fin du Trias moyen-début du Trias tardif,

et la partie sud du Crétacé précoce. Des tonalites du Trias tardif ont également été reconnues dans le sud-est de l'Alaska (Gehrels et al., 1991b).

Plutons du Jurassique précoce

Les plutons du Jurassique précoce sont distribués dans une bande discontinue le long de la marge est du Domaine côtier et dans la partie adjacente du Domaine intermontagneux. Des plutons datés sont présents entre environ 53°N et 56°N, tandis que des massifs de même nature affleurent ici et là le long de la bordure est du Complexe plutonique côtier, entre 52°N et 59°N. Tous les plutons sont déformés, beaucoup sont mylonitisés, et la plupart ont subi un métamorphisme régional jusqu'au faciès des schistes verts. Cette zone de plutons contredit tout modèle simple qui interprète les plutons du Complexe plutonique côtier comme devenant progressivement plus récents et plus felsiques d'ouest en est.

La Granodiorite de Texas Creek, près de Stewart, est le mieux étudié de ces plutons. C'est un petit massif irrégulier et homogène caractérisé par des mégacristaux de feldspath alcalin et des phénocristaux prismatiques de hornblende (Grove, 1971). Il est recoupé par une fabrique et des zones mylonitiques subverticales à orientation est, dans lesquelles des linéations plongent faiblement vers le sud-sud-est. Les contacts avec les andésites et les siltstones métamorphisés du Groupe de Hazelton (Jurassique) sont probablement intrusifs; des dykes contemporains et cogénétiques du «Porphyre de Premier», à phénocristaux de hornblende, de plagioclase et de feldspath alcalin, recoupent visiblement la Granodiorite de Texas Creek et le Groupe de Hazelton. Les âges K/Ar et U/Pb situent la granodiorite et les dykes au Jurassique précoce (Smith, 1977; Alldrick et al., 1986, 1987).

Des plutons du Jurassique précoce se rencontrent également le long de la bordure est du Domaine côtier, entre Kitimat et Bella Coola; les meilleurs affleurements se trouvent à l'ouest du lac Whitesail. Alignés vers le nord-ouest, les plutons se composent en grande partie de diorite quartzique et de diorite bien foliées qui sont métamorphisées jusqu'au faciès des schistes verts.

Tous les plutons du Jurassique précoce se trouvent dans des régions rapportées à la Stikinie. L'association spatiale étroite des plutons et des volcanites de Hazelton suggère un lien entre le volcanisme et le plutonisme. Les plutons présents entre Kitimat et Bella Coola se comparent, par l'âge et la lithologie, à la Suite de Topley (Jurassique précoce-moyen). Les plutons du Jurassique précoce qui se trouvent dans le Complexe plutonique côtier pourraient être cogénétiques de la Formation de Telkwa (Jurassique inférieur) du Groupe de Hazelton.

Plutons du Jurassique moyen et tardif

Entre environ 53°N et 55°N, le Complexe plutonique côtier est à prédominance de massifs du Jurassique tardif à l'ouest, et de massifs du Jurassique moyen-tardif à l'est.

Les plutons isolés et coalescents qui se trouvent du côté ouest du Domaine côtier ont une composition allant de la granodiorite à hornblende et biotite à la diorite à biotite et hornblende (Roddick, 1970). Dans la partie ouest du Complexe plutonique côtier, le complexe dioritique de Gil Island, de forme presque circulaire, a produit des âges K/Ar de 133 Ma (sur hornblende) et de 139 Ma (sur biotite) (Roddick, 1970). La hornblende est plus abondante que la biotite, et une grande partie du complexe est épidotisée et chloritisée. Environ 25 km à l'ouest de l'île Gil, un petit massif circulaire de granodiorite à biotite et hornblende recoupe une diorite quartzique très altérée; il a produit un âge K/Ar (sur hornblende) de 144 Ma. Le gros Pluton de Campania, à orientation nord-ouest, a ceci de particulier qu'il contient souvent en abondance de la muscovite et de la biotite accompagnées accessoirement de grenat et de gahnite. Les âges K/Ar de ces plutons s'échelonnent de 106 à 148 Ma, mais les datations U/Pb sur zircon situent nettement l'âge de mise en place au Jurassique tardif (de 155 à 165 Ma).

À l'est du linéament de Work Channel, dans la zone axiale très métamorphisée du Complexe gneissique central, certaines roches plutoniques métamorphisées et déformées ont produit des âges U/Pb s'échelonnant de 128 à 140 Ma (Barker et Arth, 1984; Hill, 1984). Dans la partie est du Complexe plutonique côtier, le Complexe métamorphique de Gamsby se compose en partie de diorite quartzique ou de granodiorite mylonitiques et protomylonitiques qui ont livré des âges U/Pb sur zircon allant de 155 à 160 Ma (van der Heyden, 1982, données inédites).

Sur le flanc est du Domaine côtier, près de Terrace, des plutons du Jurassique moyen sont chloritisés et profondément affectés par une déformation fragile; la mylonitisation se limite à des zones étroites et isolées. Ces roches intrudent et chevauchent vers le nord-est des carbonates du Permien et des volcanites du Jurassique inférieur du Groupe de Hazelton. À l'ouest du lac Whitesail, des granodiorites du Jurassique moyen forment des nappes de mylonite dans une zone de chevauchement imbriquée sur le flanc occidental du Domaine intermontagneux (van der Heyden, 1982), et des massifs altérés et déformés de granodiorite recoupent les strates du Groupe de Hazelton le long de la bordure orientale du Complexe plutonique côtier. Les massifs sont fréquemment recoupés par des essaims de dykes mafiques altérés et déformés, qui sont toutefois absents dans les plutons voisins plus récents. Le Complexe de Tahtsa du Jurassique moyen se compose de diorite quartzique et de diorite à hornblende calco-alcalines, à hypersthène normatif, et de volcanites (Stuart, 1960). Il est métamorphisé jusqu'au faciès des schistes verts et recoupé par de nombreux dykes mafiques et par des zones de cisaillement fragile à ductile.

Plutons du Jurassique tardif et du début du Crétacé précoce

Une grande partie du Complexe plutonique côtier au nord et à l'ouest de Vancouver et au sud-ouest du système de failles de Harrison et de son prolongement nord-ouest se compose d'une «matrice» de roches plutoniques généralement foliées et altérées que recoupent des plutons moins altérés. Les roches plutoniques de la matrice sont constituées en grande partie de diorite quartzique, de tonalite et de granodiorite; la monzodiorite quartzique et le granite abondent localement. La hornblende est généralement plus abondante que la biotite. Ces roches sont altérées, du moins en partie, jusqu'au faciès des schistes verts, et très peu ont pu être datées au K/Ar. L'intensité du développement des fabriques planaires varie de très faible (et sont parfois même absentes) jusqu'à mylonitique. Les roches

mylonitiques forment principalement des zones isolées à orientation nord-ouest et à pendage abrupt, qui ont presque partout une largeur et une étendue indéterminées. À plusieurs endroits, les plutons constituent le socle du Groupe de Gambier (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur), dont la base est souvent un conglomérat contenant de gros blocs de roches plutoniques sous-jacentes. Ces clastes indiquent que les roches plutoniques ont affleuré dans le Complexe plutonique côtier au Crétacé précoce (p. ex., Woodsworth, 1979). McKillop (1973) a obtenu des âges K/Ar correspondant au Jurassique tardif pour une diorite quartzique métamorphisée qui est recouverte en discordance par le Groupe de Gambier, près de Vancouver. L'analyse U/Pb d'une diorite quartzique similaire au nord de Squamish a produit des âges équivoques qui suggèrent une mise en place au Jurassique tardif. La présence étendue de clastes de roches plutoniques dans les sédiments de la partie inférieure du Groupe de Gambier indique que les roches plutoniques antérieures au dépôt du Groupe de Gambier pourraient être plus abondantes dans le Complexe plutonique côtier qu'il n'a été observé jusqu'à maintenant. Il convient de noter que certains clastes de roches plutoniques de la partie basale du Groupe de Gambier sont foliés, d'où l'hypothèse que le plutonisme, le métamorphisme et la déformation sont antérieurs à l'accumulation du Groupe de Gambier. La présence de conglomérat à clastes de roches plutoniques dans les strates du Jurassique supérieur dans le sud-est de la cuvette de Tyaughton, juste à l'est du Complexe plutonique côtier (Tipper, 1969), témoigne aussi du soulèvement et de l'érosion du terrane plutonique. Ces observations pourraient indiquer que la formation de la partie sud du Complexe plutonique côtier avait déjà commencé au Jurassique tardif, peut-être en réponse à la réunion des superterranes insulaire et intermontagneux.

Plutons de la fin du Crétacé précoce et du Crétacé moyen

Si les plutons de l'intervalle 130-120 Ma (âges K/Ar) sont peu communs dans le Complexe plutonique côtier, ceux de l'intervalle 120-98 Ma (âges K/Ar) abondent, en particulier à l'ouest, en plus de présenter une riche diversité. Par rapport à la déformation et au métamorphisme régionaux, il y a eu mise en place de plutons prétectoniques, syntectoniques et post-tectoniques au cours de cet intervalle.

Les plutons déformés et métamorphisés qui datent certainement ou vraisemblablement du Crétacé précoce-moyen ressemblent lithologiquement aux plutons de la suite du Jurassique tardif. Le Complexe dioritique de Pemberton, à orientation nord-ouest, est hétérogène et se compose de diorite passant à de la diorite quartzique et à de l'amphibolite; de nombreux dykes mafiques recoupent toutes ces phases. Le complexe partage plusieurs caractéristiques des complexes de Black Dome et de Tahtsa, qui se trouvent plus au nord, et met en évidence une zone de plutons et de complexes dioritiques d'âges variés sur la bordure est du Complexe plutonique côtier. Des datations U/Pb sur les zircons provenant de la diorite de Pemberton ont produit des âges discordants de 115 à 127 Ma; l'analyse K/Ar de la hornblende provenant du même affleurement a donné un âge de 53 Ma. Ces écarts considérables montrent combien il est difficile d'interpréter les âges radiométriques du Complexe plutonique côtier; si l'on en croit les zircons, le complexe aurait été mis en place au Crétacé précoce, mais cela reste à prouver. Les plutons du Complexe plutonique côtier qui se trouvent le plus à l'ouest, dans l'île de Vancouver et la péninsule Sechelt, datent du Crétacé précoce, d'après des datations U/Pb sur zircon (Issachsen et al., 1985). Au sud de Prince Rupert, notamment dans les îles McCauley, Pitt et Gil, les plutons du Crétacé précoce sont distribués dans une zone étroite à l'est de la suite plutonique du Jurassique et à l'ouest de la zone plutonique d'Ecstall du Crétacé moyen (van der Heyden, données inédites).

Le Pluton d'Ecstall est situé à l'est de Prince Rupert et juste à l'ouest du linéament de Work Channel; ce pluton synmétamorphique du Crétacé moyen offre un très bon exemple des problèmes posés par la datation de massifs du Complexe plutonique côtier. C'est un massif de composition dioritique à granodioritique en forme de têtard, à zonation concentrique (Hutchison, 1982; Roddick, 1970). La «tête» du pluton a une fabrique identique à celle des schistes qu'elle recoupe, et les relations sur le terrain suggèrent que le pluton a été chevauché sur le schiste tard dans l'histoire métamorphique de la région (Crawford et Hollister, 1982; Crawford et al., 1987). Les tentatives de datation du Pluton d'Ecstall ont donné des résultats mitigés. Des datations Rb/Sr sur minéraux individuels ont produit des âges de 78 et 79 Ma (Armstrong et Runkle, 1979), qui s'accordent avec les âges K/Ar habituels et un âge plateau $^{40}Ar/^{39}Ar$ de 76 Ma (Harrison et al., 1979); ces âges correspondent au Crétacé tardif. Par ailleurs, les âges Rb/Sr (roche totale) obtenus sur des pegmatites qui recoupent le pluton correspondent plutôt au Jurassique précoce, tandis que des échantillons provenant d'autres dykes leucocrates tardifs contiennent un excédent de Sr radiogénique. Les datations U/Pb sur les zircons provenant du pluton ont produit des âges concordants de 98 ± 4 Ma, que Woodsworth et al. (1983) interprètent comme l'âge de la mise en place du pluton. Les datations Pb/Pb sur les zircons provenant de la partie sud du pluton ont livré des âges de 104 ± 4 Ma, qui s'accordent avec les âges U/Pb (van der Heyden, données inédites).

Le Pluton d'Ecstall est le plus grand et le plus remarquable des massifs qui font partie d'une chaîne de plutons à «épidote magmatique» dans la Cordillère occidentale; cette chaîne de plutons est appelée «Suite d'Ecstall» dans le présent chapitre et sur la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712A, en pochette). Elle comprend les plutons de Moth Bay, de Bushy Point et d'autres plutons du Crétacé moyen-tardif dans le sud-est de l'Alaska (Zen et Hammarstrom, 1984b). D'autres plutons semblables se rencontrent ailleurs dans le Complexe plutonique côtier (p. ex., les plutons de Mount Gilbert et de Butedale) et dans le nord de la chaîne des Cascades, dans l'État de Washington (p. ex., le Pluton de Ten Peak). Tous ces massifs ont ceci en commun qu'ils contiennent de l'épidote (jusqu'à 6 %) non pas sous la forme d'un produit à grain fin provenant de l'altération du plagioclase, mais plutôt sous la forme de grains isolés pouvant avoir plusieurs millimètres de diamètre dans une roche fraîche, non altérée. Le Pluton de Bushy Point contient du grenat de composition à peu près intermédiaire entre l'almandin et le grossulaire (Zen et Hammarstrom, 1984a). Zen et Hammarstrom (1984b) et Zen (1985) ont inféré de la présence d'«épidote magmatique» que le pluton s'est cristallisé et a été mis en place dans la croûte inférieure (sous des pressions d'au

moins 8 kbar ou 8 x 10^5 kPa) et qu'il a été soulevé rapidement à un rythme d'au moins 1 mm/a. Des données pétrologiques indépendantes (Crawford et Hollister, 1982) confirment que l'intrusion du Pluton d'Ecstall a eu lieu dans la croûte inférieure. Cependant, l'épidote «magmatique» est aussi présente dans des plutons mis en place à de faibles profondeurs, par exemple le Pluton de Mount Gilbert (moins de 6,5 kbar ou 6,5 x 10^5 kPa, Woodsworth, 1979) et des plutons au nord-est de Terrace (moins de 5 kbar ou 5 x 10^5 kPa). L'épidote pourrait en effet être l'expression d'une cristallisation à de grandes profondeurs, mais il semble qu'elle pourrait également être présente, à l'état métastable, dans des plutons mis en place à des profondeurs relativement faibles de la croûte.

Dans le sud du Complexe plutonique côtier, la Granodiorite de Squamish est un bel exemple d'un pluton post-tectonique de la fin du Crétacé précoce. C'est un massif grossièrement circulaire de granodiorite non foliée et non altérée, à biotite. Contrairement au Pluton d'Ecstall, la Granodiorite de Squamish a produit des âges K/Ar sur biotite d'environ 94 Ma qui sont concordants, à l'intérieur des limites d'erreurs analytiques, avec une isochrone Rb/Sr (sur roche totale) de 100 ± 10 Ma et des âges U/Pb de 101 ± 2 Ma (R.L. Armstrong, communication personnelle, 1986). En outre, elle a été mise en place à de faibles profondeurs, dans des roches sédimentaires qui datent à peine de l'Albien moyen.

Le Pluton de Porteau, situé à proximité, a le même âge que la Granodiorite de Squamish et a été mis en place à peu près à la même profondeur; toutefois, il présente une structure cataclastique bien développée (Roddick dans Price et al., 1985). La fabrique pourrait être reliée à la déformation et au métamorphisme régionaux, ou encore aux contraintes engendrées par la mise en place et le refroidissement du pluton. Cependant, l'abondance et les relations d'intrusion des plutons syntectoniques, tarditectoniques et post-tectoniques, qui datent approximativement du Crétacé moyen, indiquent que le la déformation et le métamorphisme régionaux ayant affecté la partie ouest du Complexe plutonique côtier sur une vaste étendue ont pris fin vers cette époque. Des plutons comparables aux plutons de Porteau et d'Ecstall se rencontrent dans le nord de la chaîne des Cascades, en Colombie-Britannique et dans l'État de Washington (voir la section sur la Suite de Cascade).

Plutons du Crétacé tardif

L'âge marquant à peu près la limite entre le Crétacé précoce et le Crétacé tardif (environ 98 Ma) a une grande importance dans l'évolution du Complexe plutonique côtier dans la région de Prince Rupert-Terrace-lac Whitesail. Dans l'ouest du Domaine intermontagneux, cette période a été marquée par la fin de la sédimentation marine, la première apparition de débris dérivés du Complexe plutonique côtier et la reprise du volcanisme. Dans l'ouest, c'est au cours de cette période qu'a pris fin l'épisode de plutonisme étendu à l'ouest du linéament de Work Channel. Dans le sud du Complexe plutonique côtier, des plutons de cet âge sont présents partout, sauf dans les régions de l'extrême ouest.

Dans la région de Prince Rupert-Terrace-lac Whitesail, le Crétacé tardif a été une période de soulèvement et de refroidissement à l'ouest du linéament de Work Channel. À l'est du linéament, dans la zone axiale du Complexe plutonique côtier, le métamorphisme du Crétacé tardif, du faciès des amphibolites supérieur au faciès des granulites, a remis au zéro une bonne partie des systèmes de datation U/Pb dans les zircons, ce qui rend ambigu l'interprétation des autres datations (Woodsworth et al., 1983). Toutefois, plusieurs des plutons situés dans la zone axiale du domaine pourraient dater du Crétacé tardif. Par exemple, le stock de Dubose, près de Kemano, a produit des âges U/Pb d'environ 75 Ma et des âges K/Ar d'environ 55 Ma. Le Dyke de Horetzky, juste à l'ouest du stock de Dubose, est un pluton de tonalite mis en palce à faible profondeur qui a produit un âge K/Ar d'environ 73 Ma; cette valeur représente probablement l'âge de la mise en place. Ces âges indiquent que le stock de Dubose a été mis en place à une plus grande profondeur et a subi un soulèvement plus considérable que le Dyke de Horetzky. Ce dernier appartient à Suite de Bulkley (Crétacé tardif) du Domaine intermontagneux; les Intrusions de Bulkley et les volcanites du même âge sont donc les équivalents peu profonds des roches métamorphiques et des roches plutoniques qui se trouvent dans la zone axiale du Complexe plutonique côtier.

Au nord-est de Terrace, le segment ouest du Pluton de Ponder pourrait dater en grande partie du Crétacé tardif et le segment est, du Tertiaire précoce (van der Heyden, données inédites); néanmoins, toutes les parties du pluton ont produit des datations K/Ar correspondant à l'Éocène, et une grande partie a livré un âge Rb/Sr (sur roche totale) correspondant aussi à l'Éocène (K. Scott, communication personnelle, 1987). Le pluton se compose largement de granite et de granodiorite et, à l'ouest, il repose structuralement sur des roches métamorphiques du Complexe gneissique central (Hutchison, 1982). Le Pluton de Lluvia Peak, à l'ouest du Pluton Ponder, date du Crétacé tardif; il est postérieur au métamorphisme du Complexe gneissique central sur lequel il repose structuralement (Hill, 1984).

Dans le sud du Domaine côtier, la plupart des plutons du Crétacé tardif sont des granites ou des granodiorites post-tectoniques, peu ou pas foliés. Le principal minéral mafique est presque toujours la biotite. Ces plutons ressemblent aux plutons post-tectoniques du Crétacé précoce-moyen, comme la Granodiorite de Squamish, mais donnent des âges K/Ar plus jeunes. Dans la région du mont Raleigh, des plutons syntectoniques datant présumément du Crétacé tardif ont produit des âges K/Ar d'environ 72 Ma. Le Pluton de Mount Gilbert se compose de tonalite et de diorite quartzique à grain moyen contenant des proportions plus ou moins égales de hornblende et de biotite. Il est modérément à bien folié, et sa mise en place semble avoir coïncidé avec un métamorphisme régional intense (Woodsworth, 1979).

La Suite de Bendor est un amas de plutons à étendue limitée, qui s'échelonnent du Crétacé tardif au Tertiaire précoce(?); elle se trouve dans la région de Bralorne, dans le sud du Domaine côtier. Ces plutons sont des massifs subcirculaires non foliés de granodiorite à biotite et à biotite et hornblende, de diorite quartzique et de granite. Ils ont été mis en place à de faibles profondeurs, apparemment après qu'eut été achevé le gros de la déformation des groupes de Bridge River et de Cadwallader, dans lesquels ils font intrusion. L'analyse K/Ar des plutons a produit des âges de 57 à 77 Ma, et la datation U/Pb des zircons provenant du stock de Copp Creek a donné un âge de 84 Ma (Rusmore, 1985), ce qui suggère que la mise en place de la suite s'est échelonnée du Crétacé tardif au Paléocène.

Plutons du Tertiaire précoce

Des plutons avec des âges radiométriques correspondant à l'Éocène abondent dans la moitié nord du Complexe plutonique côtier, notamment à l'est. Bien qu'un grand nombre d'entre eux soient antérieurs au Tertiaire (voir ci-dessus), le dernier épisode majeur de plutonisme dans le Complexe plutonique côtier et dans la Cordillère canadienne remonte certainement au Paléogène, en particulier à l'Éocène.

Dans la région de Prince Rupert-Terrace-lac Whitesail, les plutons du Tertiaire précoce sont rares ou inexistants à l'ouest du linéament de Work Channel. Le Pluton de Quottoon, qui est le plus à l'ouest des plutons du Tertiaire précoce, est un massif étroit et allongé vers le nord et qui se prolonge jusque dans le sud-est de l'Alaska, où il est appelé «filon-couche de tonalite foliée» (Brew et Ford, 1978; Gehrels et al., 1991b); il pourrait s'étendre vers le sud jusqu'au chenal Douglas. Il se compose principalement de tonalite avec des proportions relativement égales de hornblende et de biotite. Les datations U/Pb ont produit des âges concordants d'environ 59 Ma (Armstrong et Runkle, 1979), de 64 et 67 Ma (Gehrels et al., 1984), et de 80 Ma (van der Heyden, données inédites), et situent le pluton dans l'intervalle du Campanien au Paléocène. C'est un des rares exemples, dans la Cordillère canadienne, d'un pluton dont l'âge est voisin de la limite entre le Crétacé et le Tertiaire. Sa bordure occidentale a subi une déformation ductile modérée à forte, de sorte qu'il a probablement été mis en place vers la fin du mouvement ayant affecté le linéament de Work Channel.

Plusieurs plutons de grande dimension entre le linéament de Work Channel et la bordure occidentale du Complexe plutonique côtier datent de l'Éocène (U/Pb, Rb/Sr et K/Ar). La plupart d'entre eux, comme le secteur oriental du Pluton de Ponder et le Pluton de Tsaytis, sont des granites ou des granodiorites à biotite ou à hornblende et biotite. Ils pourraient avoir une origine relativement peu profonde, car l'andalousite est fréquente dans les auréoles de métamorphisme de contact sur la bordure orientale du Pluton de Ponder (Hutchison, 1982; Sisson, 1985). Cependant, quelques-uns, comme le Pluton de Tsaytis et certaines parties du Pluton de Ponder, sont déformés et interplissés avec leur encaissant, le Complexe gneissique central.

Des essaims de dykes de lamprophyre recoupent les plutons tertiaires et plus anciens dans la région de Prince Rupert, à l'ouest du lac Whitesail et dans le sud-est de l'Alaska. La plupart présentent une orientation nord-est, des pendages abrupts et, dans le sud-est de l'Alaska, une composition de basalte à olivine alcalin (Smith, 1973). Ils s'échelonnent de l'Éocène tardif au Miocène et pourraient refléter une distension mineure de la croûte au cours du soulèvement du Complexe plutonique côtier (Hill, 1984).

TERTIAIRE TARDIF

Les plutons du Tertiaire tardif se rencontrent uniquement dans les domaines côtier (Suite de Chilliwack et Pluton de King Island) et insulaire (suites de Kano, de Tkope, de Wrangell et de La Perouse). La plupart sont petits et ont été mis en place à de faibles profondeurs. Plusieurs semblent génétiquement apparentés aux volcanites voisines, dont la composition et l'âge sont, en général, comparables. À l'exception de la syénite de King Island, tous ces plutons pourraient être associés à la subduction, et ceux du massif St. Elias, à des failles coulissantes régionales.

Suite de Chilliwack

Une zone linéaire de plutons du Tertiaire tardif s'étend du nord de l'État de Washington jusque dans le Domaine côtier; elle coïncide approximativement avec la ceinture volcanique de Pemberton du Tertiaire tardif et du Quaternaire (chapitre 14). Le plus grand massif de la suite est un batholite composite, le Batholite de Chilliwack, qui affleure le long du 49^e^ parallèle et à proximité. Seul le tiers septentrional affleure au Canada; il a été daté et étudié en détails par Richards et McTaggart (1976). D'après les datations K/Ar sur biotite surtout, le batholite semble avoir été mis en place en quatre étapes: à l'Éocène tardif dans le nord de l'État de Washington, vers 35 Ma, de 29 à 26 Ma et de 21 à 16 Ma. La plupart des événements plutoniques ont produit plusieurs phases intrusives calco-alcalines ayant des textures et des compositions chimiques différentes. En général, les roches les plus mafiques ont été mises en place en premier, suivies par des unités de plus en plus felsiques. Les roches vont des diorites à hypersthène aux alaskites; la plupart sont des granodiorites, des tonalites et des granites. Les principaux minéraux mafiques sont la biotite et la hornblende.

Le batholite recoupe et a thermométamorphisé un conglomérat de l'Éocène(?) et les volcanites de Skagit de l'Oligocène(?). Plus au sud dans l'État de Washington, le batholite et les volcanites apparentées longent et recoupent la zone de failles coulissantes Fraser-Straight Creek, d'où la supposition que la faille a exercé un contrôle important sur la mise en place des plutons. Richards et McTaggart ont suggéré que le Batholite de Chilliwack est la racine d'un complexe volcanique du Tertiaire tardif qui est représenté en partie par les volcanites de Skagit. Berman et Armstong (1980) sont arrivés à la même conclusion après avoir examiné le complexe volcano-plutonique de Coquihalla, situé à proximité, qui date de l'Oligocène tardif-Miocène précoce.

Au Canada, le Batholite de Chilliwack fait partie de la ceinture de Pemberton, chaîne arquée constituée de plutons mis en place à de faibles profondeurs et de volcanites associées qui s'étend vers le nord-ouest sur au moins 400 km à partir des plutons de Cloudy Pass (Cater, 1969) et de Cascade Pass, dans l'État de Washington, jusqu'en Colombie-Britannique (Souther, 1977; Souther, chapitre 14). Les âges K/Ar des plutons baissent progressivement vers le nord, passant d'environ 16 à 35 Ma au sud à environ 7 Ma au nord. Les plutons sont des granites ou des diorites quartziques calco-alcalins. Les plutons hypovolcaniques situés dans les complexes volcaniques de Franklin Glacier, de Salal Creek et de Meager Mountain sont nettement plus anciens (de 7 à 10 Ma) que les volcanites (moins de 4 Ma) auxquelles ils sont associés spatialement, ce qui indique que les complexes sont le résultat de deux événements magmatiques distincts. Des minéralisations de Mo (Salal Creek; Stephens, 1972), de Cu-Mo (Franklin Glacier) et d'Au (Ray, 1986) de type porphyrique, disséminées ou sous forme de stockwerks, sont associées à certaines de ces intrusions.

Pluton de King Island

Ce pluton étroit s'allonge vers l'est à travers la partie ouest du Complexe plutonique côtier, près de Bella Bella. Sa phase prédominante est une syénite à grain grossier, de couleur grise, qui passe à un granite sodique près de la bordure ouest du massif. La syénite est une roche hypersolvus miarolitique, alcaline à hyperalcaline, contenant de petites quantités de minéraux mafiques, notamment de l'olivine fayalitique, de la ferrohédenbergite et une amphibole sodique. Les âges K/Ar de ces plutons et des volcanites et dykes apparentés varient de 10 à 13 Ma. Souther (1986) a conclu que le Pluton de King Island et les dykes cogénétiques représentent différents niveaux d'érosion de la zone d'enracinement d'un système magmatique hyperalcalin-alcalin. À l'échelle régionale, le Pluton de King Island se trouve près de l'extrémité ouest, plus ancienne, de la ceinture volcanique d'Anahim du Cénozoïque tardif (chapitre 14), qui pourrait marquer le déplacement vers l'ouest de la plaque nord-américaine au-dessus d'un point chaud mantellique.

Suite de Kano

Un grand nombre de plutons post-tectoniques de faible dimension affleurent sur les côtes ouest et est des îles de la Reine-Charlotte et recoupent toutes les unités plus anciennes, y compris une partie des volcanites tertiaires de la Formation de Masset (Sutherland Brown, 1968; Anderson 1988a). La plupart de ces plutons sont des stocks alignés vers le nord-ouest de diorite à augite et hypersthène, de monzodiorite quartzique et, localement, de granite leucocrate, à grain fin ou moyen, équigranulaires à hétérogranulaires. Les roches mafiques sont subalcalines, à hypersthène normative, et ressemblent chimiquement aux andésites basaltiques de la Formation de Masset. Les plutons ont des âges U/Pb fiables qui s'échelonnent de 20 à 40 Ma (Anderson et Reichenbach, 1991) et deviennent progressivement plus jeunes du sud au nord (Young, 1981). Ces âges recoupent ceux des volcanites de la Formation de Masset voisine. La suite plutonique de Carpenter Bay, le long de la côte est de l'île Moresby, se compose de monzonite quartzique, de monzodiorite à augite et hypersthène et de granite miarolitique. Certains plutons contiennent un grand nombre de dykes basaltiques, andésitiques et rhyolitiques cospatiaux et contemporains, à orientation nord; il s'en déduit que ces plutons pourraient être les racines d'une partie du centre volcanique tertiaire de la Formation de Masset. Le lien entre volcanisme et plutonisme est plus ténu dans les plutons sans dykes.

Suites de Tkope, de Wrangell et de La Perouse

Des datations K/Ar suggèrent que les plutons du Tertiaire tardif du massif St. Elias appartiennent à deux groupes: la Suite de Tkope qui date de l'Oligocène tardif (24-31 Ma), et la Suite de Wrangell du Miocène moyen et tardif (6-16 Ma) (Dodds et Campbell, 1988). Une troisième suite, la suite gabbroïque de La Perousse, se rencontre uniquement dans le sud-est de l'Alaska et dans le mont Fairweather, dans la partie adjacente de la Colombie-Britannique.

La grande variété compositionnelle de la Suite de Tkope est bien représentée par le Batholite de Tkope River qui recoupe les roches du terrane d'Alexander dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique (Jacobson et al., 1980). Le batholite est un massif composite épizonal, dont la composition va du gabbro au granophyre. Toutes les phases sont calco-alcalines, et le massif présente un rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,7031. Les volcanites andésitiques qui se trouvent à proximité pourraient en être les équivalents extrusifs. Plusieurs plutons oligocènes sont associés à des volcanites du même âge et pourraient être liés à des failles coulissantes importantes, mais leur origine et leur importance tectonique demeurent inconnues.

La plupart des plutons de la Suite de Wrangell du Miocène moyen et tardif ont été mis en place à l'intérieur ou à proximité des laves calco-alcalines de Wrangell, qui sont du même âge. Le stock de Bock's Brook, dans le sud-ouest du Yukon, a été étudié en détail (Downey et al., 1980). C'est une diorite à biotite à grain moyen ourlée d'une étroite bordure gabbroïque. Le chimisme des éléments majeurs indique une composition tholéiitique riche en alumine; le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ de 0,70414 se situe dans la fourchette normale de valeurs des arcs volcaniques péripacifiques et est compatible avec l'hypothèse que cette suite soit reliée à la subduction de la plaque pacifique au Tertiaire tardif.

La Suite de La Perouse comporte une chaîne de complexes gabbroïques du Tertiaire tardif dans le chaînon Fairweather, dans le sud-est de l'Alaska. Le gabbro lité de La Perouse est le plus volumineux et le mieux étudié de ces complexes (Loney et Himmelberg, 1983). Il renferme à sa base des cumulats de péridotite, de gabbro à olivine et de troctolite, sur lesquels reposent du gabbro et de la norite à olivine lités. Les datations $^{40}Ar/^{39}Ar$ suggèrent une mise en place à l'Oligocène. Le litage dans l'intrusion forme un entonnoir asymétrique allongé vers le nord-ouest. Bien que le pluton ait été mis en place dans un régime transpressif, la disposition en synforme du litage pourrait être le produit d'une subsidence associée à une charge magmatique à haute température, qui se serait maintenue après la solidification (Loney et Himmelberg, 1983).

Plusieurs stocks de l'Oligocène tardif dans le Domaine côtier, dans le sud-est de l'Alaska, à l'est du chaînon Ketchikan, ont une composition allant du granite à biotite au gabbro. L'un d'eux, le stock de Quartz Hill, contient un gisement porphyrique de Mo de classe internationale. Les âges K/Ar de ces stocks vont de 22 à 30 Ma (Hudson et al., 1979).

DIRECTIONS RÉGIONALES ET CLASSIFICATION TECTONIQUE

Toute étude des configurations observées à l'échelle de la Cordillère dans la chronologie, la composition, la géochimie et le milieu tectonique des roches plutoniques doit tenir compte du fait que la Cordillère est un collage de terranes disparates qui ont été fracturés par des décrochements avant, durant et après leur réunion. Cela dit, il est permis de formuler certaines affirmations générales qui ne risquent pas d'être remises en question par de nouvelles données.

Dans une suite donnée, les plutons partagent un style plutonique commun, qui est défini par leur milieu tectonique, par leur âge, et aussi par leurs caractéristiques minéralogiques, texturales, géochimiques et isotopiques. Bien que les données géochronométriques sur le plutonisme cordillérien soient beaucoup plus nombreuses que les données géologiques, pétrographiques et géochimiques concomitantes, les plutons mésozoïques et tertiaires de la Cordillère canadienne sont suffisamment connus pour être mis en regard des classifications plutoniques bien établies des autres chercheurs (Anderson, 1988). Plusieurs des critères utilisés dans le présent chapitre ont également servi ailleurs à mettre au point une méthode de classification régionale des roches plutoniques. De ces travaux ont émergé les concepts suivants: ligne des diorites quartziques (Moore, 1959); ligne $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Armstrong et al., 1977); séquences magmatiques (Bateman et Dodge, 1970); super-unités (Cobbing et al., 1977, 1981); granites de la série ilménite et de la série magnétite (Ishihara, 1977); granitoïdes des types I, S et A (Chappell et White, 1974; White et Chappell, 1983; White et al., 1986); classification quadripartite des granites selon les milieux tectoniques (Pitcher, 1983).

Il n'y a pas eu de migration temporelle simple et bien définie du plutonisme à travers la Cordillère. Le cas de diachronisme le plus évident à cet égard a été la migration du plutonisme et du volcanisme dans la période du Jurassique précoce à l'Éocène; depuis le Domaine insulaire, les centres de plutonisme et de volcanisme se sont déplacés vers l'est à travers le Domaine côtier, jusque dans la partie ouest du Domaine intermontagneux (Roddick et Hutchison, 1974; Armstrong, 1988). Cette migration peut s'observer non seulement dans la Cordillère canadienne, mais aussi fréquemment dans les Amériques, de l'Alaska au Chili. On ne connaît pas la cause du diachronisme de l'activité plutonique dans la Cordillère occidentale, mais d'entrée de jeu, ce phénomène est difficilement conciliable avec l'hypothèse de Monger et al. (1982) selon laquelle le Complexe plutonique côtier du Jurassique-Éocène est le résultat d'une seule et unique collision, au Crétacé tardif, entre les superterranes insulaire et intermontagneux. Les cartes des distributions mettent en évidence quelques autres configurations diachroniques à l'échelle de la Cordillère. Par exemple, au Crétacé moyen, un plutonisme intense a affecté à la fois l'est et l'ouest de la Cordillère, mais avec des styles plutoniques très différents.

Dans la Cordillère canadienne, il existe, jusqu'au Crétacé, une bonne corrélation entre le style plutonique et la composition connue ou inférée du terrane encaissant; au Crétacé, la plupart des terranes de la Cordillère s'étaient réunis, mais n'avaient pas nécessairement complété leur mouvement vers le nord par rapport au protocontinent nord-américain. La composition isotopique du strontium des roches plutoniques en témoigne. Armstrong (1988) a examiné les données sur les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$, qui sont presque toutes inédites. Dans les domaines d'Omineca et de l'avant-pays, les rapports initiaux sont invariablement supérieurs à 0,705, tandis que dans les domaines à l'ouest, ils sont fréquemment inférieurs à 0,705. Armstrong (1988) a souligné que les rapports initiaux obtenus sur les plutons du Crétacé moyen dans les domaines de l'est dépassent fréquemment 0,710. La ligne de transition entre les rapports faibles et les rapports élevés coïncide approximativement avec la limite occidentale de la vieille croûte continentale radiogénique et avec la limite orientale des terranes composites, principalement volcaniques. Une grande partie des plutons situés à l'ouest de cette ligne de transition pourraient être associés à des arcs volcaniques; ceux à l'est pourraient refléter des conditions anatexiques ou l'assimilation d'une croûte sialique plus ancienne.

La plupart des plutons triasiques et jurassiques de la Cordillère canadienne se trouvent dans des encaissants de roches volcaniques et volcanoclastiques qui sont souvent associés au volcanisme calco-alcalin presque du même âge et de composition comparable. Les suites de Polaris, de Stikine, de Guichon, de Topley, de Black Lake, de Long Lake, de Vancouver Island et de Three Sisters, ainsi que les plutons du Complexe plutonique côtier en sont des exemples. La présence, à proximité, de complexes de subduction et de massifs ultramafiques de type alpin constitutifs appuie l'hypothèse selon laquelle les complexes volcano-plutoniques triasiques proviennent d'une source mantellique et sont associés à la subduction. Les indices plutoniques à eux seuls ne prouvent pas qu'il y a eu subduction au Jurassique, bien que ce mécanisme puisse expliquer les volumes importants de magma de composition intermédiaire. La plupart des plutons triasiques et jurassiques ont été mis en place à des profondeurs moyennes et faibles et renferment typiquement des phases felsiques, intermédiaires, mafiques et ultramafiques. La hornblende (±biotite) est le principal minéral mafique, et la magnétite et le sphène sont des minéraux accessoires communs. Les compositions sont typiquement calco-alcalines, métalumineuses, riches en éléments cafémiques, et moins évoluées et radiogéniques que les suites du Crétacé moyen et plus récentes. Tous les plutons du Mésozoïque précoce ont des rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ inférieurs à 0,707, et plusieurs ont des rapports inférieurs à 0,705. Les plutons cordillériens du Mésozoïque précoce-moyen ressemblent minéralogiquement et géochimiquement aux plutons cordillériens de type I de la série magnétite, qui ont été produits et mis en place dans un milieu tectonique de type andin au niveau de la marge continentale. Plusieurs gisements de Cu-Mo porphyriques parmi les plus riches de la Cordillère sont associés à ces plutons.

La Suite de Copper Mountain et certaines parties des suites de Kuskanax et de Nelson, ainsi que le stock de Galena Bay, sont des exceptions importantes. La Suite de Copper Mountain est associée à des volcanites alcalines. Les trois autres suites n'ont pas d'équivalents volcaniques permettant de déduire leur milieu tectonique. Ces plutons ont été mis en place dans des terranes de métamorphisme moyen à élevé, et une érosion ou des processus tectoniques pourraient avoir fait disparaître les volcanites du même âge. Les suites alcalines de Copper Mountain et de Kuskanax se comparent, du double point de vue de la minéralogie et de la composition chimique, à certaines des suites du Crétacé-Tertiaire décrites ci-dessous; les membres granitiques à deux micas de la Suite de Nelson et du stock de Galena Bay sont comparables, quoique antérieurs, à ceux des suites plutoniques du Crétacé moyen.

Les membres des suites plutoniques de Selwyn, de Bayonne et de Cassiar (Crétacé moyen) sont les plus proches équivalents cordillériens des plutons de type S de la série ilménite mis en place dans un milieu de type hercynien. Dans les domaines d'Omineca et de l'avant-pays, le plutonisme est syncinématique ou postcinématique par rapport aux épisodes de déformation et de métamorphisme

régionaux ayant affecté le Domaine d'Omineca au Mésozoïque moyen-tardif, et par rapport au plissement et au chevauchement ayant affecté le miogéoclinal. Toutefois, les plutons font partie intégrante de l'un des deux bombements métamorphiques (celui à l'est, en l'occurrence) que Monger et al. (1982) attribuent à l'accrétion de terranes composites principalement volcaniques au protocontinent nord-américain au cours d'une collision arc-continent. Les volcanites du même âge sont rares; elles proviennent de phases magmatiques à hornblende et ne sont préservées que sporadiquement. Les granodiorites à hornblende et biotite et les granites à deux micas sont des roches caractéristiques mais, en général, ils ne se rencontrent pas ensemble dans un même pluton; les massifs à hornblende pourraient être légèrement plus anciens que les plutons à deux micas. Il n'y a aucune roche plutonique mafique. Les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ sont élevés (> 0,710) dans les deux variétés, mais sont maximaux dans les granitoïdes à deux micas (0,730 et plus) et diffèrent de ceux des plutons à hornblende. Les plutons à deux micas, notamment ceux qui contiennent des minéraux accessoires hyperalumineux comme l'andalousite, la muscovite, la tourmaline et le grenat, ressemblent étroitement aux plutons de type S (White et al., 1986). La géochimie des granodiorites à hornblende est comparable, sans être identique, à celle des plutons de type I de la zone de plissement de Lachlan. Les plutons situés dans l'extrême nord-est de la Suite de Selwyn sont exceptionnels, puisqu'il s'agit d'équivalents siliceux de la syénite à feldspath alcalin des suites de Tombstone et de Howell Creek. Ces plutons, en particulier le premier, semblent dater du Crétacé moyen tout en partageant plusieurs caractéristiques des plutons cordillériens de type andin du Crétacé tardif-Tertiaire.

Contrairement aux plutons du Crétacé moyen de la Cordillère orientale, les plutons mésozoïques du Domaine côtier sont caractéristiques des massifs de type I de la série magnétite mis en place dans un milieu de type andin. Bon nombre de ces plutons ont une origine profonde et sont associés étroitement à la déformation et au métamorphisme régionaux responsables de la formation d'un des deux bombements métamorphiques (celui à l'ouest, en l'occurrence) de la Cordillère canadienne. Les volcanites du même âge abondent; elles sont apparemment dérivées d'un arc volcanique. Les plutons sont calco-alcalins et leur composition va de granitique à gabbroïque; les lithologies les plus abondantes sont la tonalite, la granodiorite et la diorite. La hornblende et la biotite sont les principaux minéraux mafiques. La muscovite primaire et les minéraux hyperalumineux sont rares. Les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ des plutons et des volcanites sont inférieurs à 0,706 et presque toujours inférieurs à 0,704, ce qui s'accorde avec l'idée que ces roches se sont formées par anatexie du manteau ou de la croûte inférieure dans un milieu d'arc.

Les plutons crétacés et tertiaires du centre et de l'est de la Cordillère comprennent les plus proches équivalents des plutons de type A (anorogéniques) formés dans un milieu tectonique de style calédonien. Les suites comprennent de petits stocks circulaires mis en place à de faibles profondeurs et des essaims de dykes cogénétiques qui, avec les volcanites cogénétiques, sont distribués sur des zones orientées vers le nord ou l'ouest. Les plutons sont postérieurs à l'accrétion des terranes et au métamorphisme régional, et les zones de plutons traversent des limites des terranes et des contacts structuraux importants. Tantôt ils font intrusion dans une croûte antérieurement soumise à une distension (p. ex., Suite de Tombstone), tantôt ils coïncident avec le changement d'un mouvement de transpression à un mouvement de transtension le long de failles voisines (p. ex., Suite de Surprise Lake), ailleurs ils sont associés à un épisode de distension du même âge (p. ex., Suite de Coryell). Les suites ou groupes de suites apparentées sont bimodaux, renfermant de la diorite ou du gabbro et de la syénite à feldspath alcalin, du granite et de la monzogranite. Localement, les minéraux mafiques (clinopyroxène, hornblende et biotite) sont riches en Na, Fe ou en F. Le sphène, la magnétite, la fluorine et les feldspathoïdes sont des minéraux accessoires importants. Les termes extrêmes felsiques ont typiquement des compositions géochimiquement évoluées, siliceuses, subalumineuses et métalumineuses à hyperalumineuses. Les rapports initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr$ varient et semblent refléter la composition post-accrétionaire caractéristique de la croûte à chaque localité.

Comme le montrent les exemples ci-dessus, seulement une partie des roches plutoniques de la Cordillère cadre avec les autres modèles de classification tectonique des roches plutoniques. Cette constatation, qui n'a rien de surprenant vu la très grande complexité tectonique de l'orogène, s'explique en grande partie par notre méconnaissance des plutons de la Cordillère et de la genèse et de la mise en place des plutons en général, de même que par les lacunes qui subsistent dans les classifications tectonochimiques actuelles des terranes plutoniques. Néanmoins, il est clair qu'il existe des équivalents cordillériens des plutons des types I, S et A. Il y a aussi un lien étroit entre l'évolution tectonique globale de la Cordillère au Mésozoïque et au Paléogène, les terranes encaissants et les types de plutons. Les plutons cordillériens de type I sont associés à des volcanites d'arcs insulaires et d'îles océaniques du Trias tardif-Crétacé dans les terranes allochtones de la Cordillère occidentale. Le plutonisme de type S, observable à l'intérieur et en bordure du miogéoclinal continental, pourrait refléter le mouvement en partie transpressif de ces terranes externes le long de la marge continentale de l'Amérique du Nord et sur celle-ci. Quant au plutonisme de type A, observé à l'intérieur de la plaque composite à quelque distance de la marge continentale du Crétacé tardif-Tertiaire, il marque le passage d'un régime compressif à un régime extensif dans des milieux crustaux différents et s'est produit pendant ou après la dernière phase de mouvement le long des grands décrochements dextres.

RÉFÉRENCES

Ager, C.A., Ulrych, T.J., and McMillan, W.J.
1973: A gravity model for the Guichon Creek batholith, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 920-935.

Aho, A.E.
1956: Nickel-copper pyrrhotite deposits at the Pacific Nickel Property, southwestern British Columbia; Economic Geology, v. 51, p. 444-481.

Aitken, J.D.
1959: Atlin map-area, British Columbia (104 N); Geological Survey of Canada, Memoir 307, 89 p.

Alldrick, D.J., Mortensen, J.K., and Armstrong, R.L.
1986: Uranium-lead age determinations in the Stewart area (104B/1); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 217-218.

Alldrick, D.J., Brown, D.A., Harakal, J.E., Mortensen, J.K., and Armstrong, R.L.
1987: Geochronology of the Stewart mining camp (104B/1); in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 81-92.

Allen, D.G., Panteleyev, A., and Armstrong, A.T.
1976: Galore Creek; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 402-414.

Anderson, R.G.
1982: Geology of the Mactung pluton in Niddery Lake map area and some of the plutons in Nahanni map area, Yukon Territory and District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 299-304.
1983a: Geology of the Hotailuh Batholith and surrounding volcanic and sedimentary rocks, north-central British Columbia; Ph.D. thesis, Carleton University, 669 p.
1983b: Selwyn plutonic suite and its relationship to tungsten skarn mineralization, southeastern Yukon and District of Mackenzie; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 151-163.
1984: Late Triassic and Jurassic magmatism along the Stikine Arch and the geology of the Stikine batholith, north-central British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 67-73.
1987: Plutonic rocks in the Dawson map area, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 689-697.
1988a: Jurassic and Cretaceous-Tertiary plutonic rocks on the Queen Charlotte Islands, British Columbia; in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 213-216.
1988b: An overview of some Mesozoic and Tertiary plutonic suites and their associated mineralization in the northern Cordillera; in Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits, R.P. Taylor and D.F. Strong (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39, p. 96-113.

Anderson, R.G., Loveridge, W.D., and Sullivan, R.W.
1982: U-Pb isotopic ages of zircon from the Jurassic plutonic suite, Hotailuh Batholith, north-central British Columbia; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 133-137.

Anderson, R.G. and Reichenbach, I.
1991: U-Pb and K-Ar framework for Middle to Late Jurassic (172-≥158 Ma) and Tertiary (46-27 Ma) plutons in Queen Charlotte Islands, British Columbia; in Evolution and Petroleum Potential of the Queen Charlotte Basin, G.J. Woodsworth (ed.); Geological Survey of Canada, Paper 90-10.

Archibald, D.A., Glover, J.K., Price, R.A., Farrar, E., and Carmichael, D.M.
1983: Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia. Part I: Jurassic to mid-Cretaceous; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1891-1913.

Archibald, D.A., Krogh, T.E., Armstrong, R.L., and Farrar, E.
1984: Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia. Part II: Mid-Cretaceous to Eocene; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 567-583.

Armstrong, R.L.
1985: Rb-Sr dating of the Bokan Mountain granite complex and its country rocks; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1233-1236.
1988: Mesozoic and early Cenozoic magmatic evolution of the Canadian Cordillera; in Processes in Continental Lithospheric Deformation, S.P. Clark, Jr., B.C. Burchfiel, and J. Suppe (ed.), Geological Society of America, Special Paper 218, p. 55-91.

Armstrong, R.L. and Runkle, D.
1979: Rb-Sr geochronometry of the Ecstall, Kitkiata, and Quottoon plutons and their country rocks, Prince Rupert region, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 387-399.

Armstrong, R.L., Taubeneck, W.H., and Hales, P.O.
1977: Rb-Sr and K-Ar geochronometry of Mesozoic granitic rocks and their Sr isotope composition, Oregon, Washington and Idaho; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 397-411.

Armstrong, R.L., Eisbacher, G.H., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.

Armstrong, R.L., Harakal, J.E., Brown, E.H., Bernardi, M.L., and Rady, P.M.
1983: Late Paleozoic high-pressure metamorphic rocks in northwestern Washington and southwestern British Columbia: the Vedder Complex; Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 451-458.

Armstrong, R.L., Monger, J.W.H., and Irving, E.
1985: Age of magnetization of the Axelgold Gabbro, north-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1217-1222.

Baadsgaard, H., Folinsbee, R.E., and Lipson, J.
1961: Caledonian or Acadian granites of the northern Yukon Territory; in Geology of the Arctic, Volume 1, G.O. Raasch (ed.), p. 458-465.

Baer, A.J.
1973: Bella Coola-Laredo Sound map areas; Geological Survey of Canada, Memoir 372, 122.

Ballantyne, S.B. and Littlejohn, A.L.
1982: Uranium mineralization and lithogeochemistry of the Surprise Lake batholith, Atlin, British Columbia; in Uranium in Granites, Y.T. Maurice (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-23, p. 145-155.

Barker, F. and Arth, J.G.
1984: Preliminary results, Central Gneiss Complex of the Coast Range batholith, southeastern Alaska: the roots of a high-K calc-alkaline arc?; Physics of the Earth and Planetary Interiors, v. 35, p. 191-198.

Barker, F., Arth, J.G., and Stern, T.W.
1986: Evolution of the Coast Batholith along the Skagway traverse, Alaska and British Columbia; American Mineralogist, v. 71, p. 632-643.

Barr, D.A.
1966: The Galore Creek copper deposits; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, v. 59, p. 841-853.

Barr, D.A., Fox, P.E., Northcote, K.E., and Preto, V.A.
1976: The alkaline suite porphyry deposits — a summary; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 359-367.

Bateman, P.C. and Dodge, F.C.
1970: Variations of major chemical constituents across the Sierra Nevada Batholith; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 409-420.

Berg, H.C., Jones, D.L., and Richter, D.H.
1972: Gravina-Nutzotin belt — tectonic significance of an upper Mesozoic sedimentary and volcanic sequence in southern and southeastern Alaska; in Geological Survey Research 1972, United States Geological Survey, Professional Paper 800-D, p. D1-D24.

Berman, R.G. and Armstrong, R.L.
1980: Geology of the Coquihalla Volcanic Complex, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 985-995.

Bishop, D.T.
1974: Petrology and Geochemistry of the Purcell sills in Boundary County, Idaho; in Belt Symposium 1973, Department of Geology, University of Idaho, and Idaho Bureau of Mines, v. 2, p. 15-66.

Bostock, H.H.
1966: Feldspar and quartz phenocrysts in the Shingle Creek porphyry, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 126, 71 p.

Brandon, M.T.
1985: Mesozoic mélange of the Pacific Rim Complex, western Vancouver Island; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the Southern Canadian Cordillera, D.J. Tempelman-Kluit (ed.), Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Vancouver, B.C., May, 1985, p. 7-1 - 7-28.

Brandon, M.T., Orchard, M.J., Parrish, R.R., Sutherland Brown, A., and Yorath, C.J.
1986: Fossil ages and isotopic dates from the Paleozoic Sicker Group and associated intrusive rocks, Vancouver Island, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 683-696.

Brew, D.A. and Ford, A.B.
1978: Megalineament in southeastern Alaska marks southwest edge of Coast Range batholithic complex; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1763-1772.

Brew, D.A. and Morrell, R.P.
1983: Intrusive rocks and plutonic belts of southeastern Alaska, U.S.A.; in Circum-Pacific Plutonic Terranes, J.A. Roddick (ed.), Geological Society of America, Memoir 159, p. 171-193.

Brosge, W.P. and Reiser, H.N.
1969: Preliminary geologic map of the Coleen Quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Open File Report 69-25.

Bultman, T.R.
1979: Geology and tectonic history of the Whitehorse Trough west of Atlin, British Columbia; Ph.D. thesis, Yale University, 284 p.

Cairnes, C.E.
1934: Slocan mining camp; Geological Survey of Canada, Memoir 173, 137 p.

Campbell, S.W.
1981: Geology and genesis of copper deposits and associated host rocks in and near the Quill Creek area, southwestern Yukon; Ph.D. thesis, University of British Columbia, 215 p.

Cargill, D.G., Lamb, J., Young, M.J., and Rugg, E.S.
1976: Island Copper; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 206-218.

Carr, S.D., Parrish, R.R., and Brown, R.L.
1987: Eocene structural development of the Valhalla Complex, southeastern British Columbia; Tectonics, v. 6, p. 175-196.

Carson, D.J.T.
1973: The plutonic rocks of Vancouver Island; Geological Survey of Canada, Paper 72-44, 70 p.

Carson, D.J.T. and Jambor, J.L.
1974: Mineralogy, zonal relationships and economic significance of hydrothermal alteration at porphyry copper deposits, Babine Lake area, British Columbia; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, v. 67, p. 110-133.

Carter, N.C.
1982: Porphyry copper and molybdenum deposits, west-central British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines, and Petroleum Resources, Bulletin 64, 150 p.

Cater, F.W.
1969: The Cloudy Pass epizonal batholith and associated subvolcanic rocks; Geological Society of America, Special Paper 115, 54 p.
1982: Intrusive rocks of the Holden and Lucerne quadrangles, Washington — the relation of depth zones, composition, textures, and emplacement of plutons; United States Geological Survey, Professional Paper 1220, 108 p.

Chappell, B.W. and White, A.J.R.
1974: Two contrasting granite types; Pacific Geology, v. 8, p. 173-174.

Christopher, P.A. and Carter, N.C.
1976: Metallogeny and metallogenic epochs for porphyry mineral deposits in the Canadian Cordillera; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 64-71.

Church, B.N.
1971: Geology of the Owen Lake, Parrott Lakes, and Goosly Lake area; in Geology Exploration and Mining in British Columbia 1970, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 119-125.
1973: Geology of the White Lake basin; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 61, 120 p.

Clark, T.
1980: Petrology of the Turnagain ultramafic complex, northwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 744-757.

Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., and Taylor, W.P.
1977: Segments and super-units in the Coastal Batholith of Peru; Journal of Geology, v. 85, p. 625-631.

Cobbing, E.J., Pitcher, W.S., Wilson, J.J., Baldock, J.W., Taylor, W.P., McCourt, W., and Snelling N.J.
1981: The geology of the Western Cordillera of northern Peru; Institute of Geological Sciences, Overseas Memoir 5, 143 p.

Crawford, M.L. and Hollister, L.S.
1982: Contrast of metamorphic and structural histories across the Work Channel lineament, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3849-3860.

Crawford, M.L., Hollister, L.S., and Woodsworth, G.J.
1987: Crustal deformation and regional metamorphism across a terrane boundary, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Tectonics, v. 6, p. 343-361.

Currie, K.L.
1975: The geology and petrology of the Ice River alkaline complex, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 245, 68 p.
1976: Notes on the petrology of nepheline gneisses near Mount Copeland, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 265, 32 p.

Dagenais, G.R.
1984: The oxygen isotope geochemistry of granitoid rocks from the southern and central Yukon; M.Sc. thesis, University of Alberta, 168 p.

Dick, L.A.
1979: Tungsten and base metal skarns in the northern Cordillera; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 259-266.
1980: A comparative study of the geology, mineralogy and conditions of formation of contact metasomatic mineral deposits in the northeastern Canadian Cordillera; Ph.D. thesis, Queen's University, 471 p.

Dick, L.A. and Hodgson, C.J.
1982: The MacTung W-Cu(Zn) contact metasomatic and related deposits of the northeastern Canadian Cordillera; Economic Geology, v. 77, p. 845-867.

Dillon, J.T., Tilton, G.R., Decker, J., and Kelly, M.J.
1987: Resource implications of magmatic and metamorphic ages for Devonian igneous rocks in the Brooks Range; in Alaskan North Slope Geology, Volume 2, I. Tailleur and P. Weimer (ed.), Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, and The Alaskan Geological Society, p. 713-723.

Dodds, C.J. and Campbell, R.B.
1988: Potassium-argon ages of mainly intrusive rocks in the Saint Elias Mountains, Yukon and British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 87-16, 43 p.

Douglas, B.J.
1983: Structural and stratigraphic analysis of a metasedimentary inlier within the Coast Plutonic Complex, British Columbia, Canada; Ph.D. thesis, Princeton University, 298 p.

Downey, M.E., Armstrong, R.L., and Parrish, R.R.
1980: K-Ar, Rb-Sr and fission track geochronometry of the Bock's Brook Stock, Kluane Ranges, southwestern Yukon Territory; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 189-193.

Duncan, R.A.
1982: A captured island chain in the Coast Range of Oregon and Washington; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 10827-10837.

Eadie, E.T.
1976: K-Ar and Rb-Sr geochronology of the northern Hogem Batholith, B.C.; B.Sc. thesis, University of British Columbia, 46 p.

Evenchick, C.A.
1988: Stratigraphy, metamorphism, structure, and their tectonic implications in the Sifton and Deserters ranges, Cassiar and northern Rocky mountains, northern British Columbia; Geological Survey of Canada Bulletin 376, 90 p.

Findlay, D.C.
1969: Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 399-425.

Fox, P.E.
1969: Petrology of Adamant pluton, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 67-61, 101 p.

Friedman, R.M. and Armstrong, R.L.
1988: Tatla Lake Metamorphic Complex: an Eocene metamorphic core complex on the southwestern edge of the Intermontane Belt of British Columbia; Tectonics, v. 7, p. 1141-1166.

Fyles, J.T.
1984: Geological setting of the Rossland mining camp; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 74, 61 p.

Gabites, J.E.
1985: Geology and geochronometry of the Cogburn Creek-Settler Creek area, northeast of Harrison Lake, B.C.; M.Sc. thesis, University of British Columbia, 153 p.

Gabrielse, H.
1963: McDame map-area, Cassiar District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 319, 138 p.
1969: Geology of Jennings River map-area, British Columbia (104-O); Geological Survey of Canada, Paper 68-55, 37 p.

1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1-14.

Gabrielse, H. and Reesor, J.E.
1974: The nature and setting of granitic plutons in the central and eastern parts of the Canadian Cordillera; Pacific Geology, v. 8, p. 109-138.

Gabrielse, H., Loveridge, W.D., Sullivan, R.W. and Stevens, R.D.
1982: U-Pb measurements on zircon indicate middle Paleozoic plutonism in the Omineca Crystalline Belt, north-central British Columbia; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 139-146.

Gardner, M.C., Bergman, S.C., Cushing, G.W., MacKevett, E.M., Jr., Plafker, G., Campbell, R.B., Dodds, C.J., McClelland, W.C., and Mueller, P.A.
1988: Pennsylvanian pluton stitching of Wrangellia and the Alexander terrane, Wrangell Mountains, Alaska; Geology, v. 16, p. 967-971.

Garnett, J.A.
1978: Geology and mineral occurrences of the southern Hogem batholith; British Columbia Ministry of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 70, 75 p.

Gehrels, G.E., Brew, D.A., and Saleeby, J.B.
1984: Progress report on U/Pb (zircon) geochronologic studies in the Coast plutonic-metamorphic complex east of Juneau, southeastern Alaska; in The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments During 1982, United States Geological Survey, Circular 939, p. 100-102.

Gehrels, G.E. and Saleeby, J.B.
1987: Geology of southern Prince of Wales Island, southeastern Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 98, p. 123-137.

Gehrels, G.E., Saleeby, J.B., and Berg, H.C.
1983: Preliminary description of the Klakas orogeny in the southern Alexander terrane, southeastern Alaska; in Pre-Jurassic Rocks in Western North American Suspect Terranes, C.H. Stephens (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, p. 131-141.
1987: Geology of Annette, Gravina, and Duke islands, southeastern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 866-881.

Getsinger, J.S.
1985: Geology of the Three Ladies Mountain/Mount Stevenson area, Quesnel Highland, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, 239 p.

Godwin, C.I.
1975: Alternative interpretations for the Casino Complex and Klotassin Batholith in the Yukon Crystalline Terrane; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1910-1975.

Godwin, C.I. and Price, B.J.
1986: Geology of the Mountain diatreme kimberlite, north-central Mackenzie Mountains, District of Mackenzie, Northwest Territories; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 298-310.

Gordy, P.L. and Edwards, G.
1962: Age of the Howell Creek intrusives; Journal of the Alberta Society of Petroleum Geologists, v. 10, p. 369-372.

Green, L.H.
1972: Geology of Nash Creek, Larsen Creek, and Dawson map-areas, Yukon Territory (106D, 116A, 116B and 116C (E 1/2)); Geological Survey of Canada, Memoir 364, 157 p.

Greig, C.J.
1989: Geology and geochronometry of the Eagle plutonic complex, Coquihalla area, southwestern British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Grond, H.C., Churchill, S.J., Armstrong, R.L., Harakal, J.E., and Nixon, G.T.
1984: Late Cretaceous age of the Hutshi, Mount Nansen, and Carmacks groups, southwestern Yukon Territory and northwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21 p. 554-558.

Grove, E.W.
1971: Geology and mineral deposits of the Stewart area, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 58, 219 p.

Harms, T.
1986: Structural and tectonic analysis of the Sylvester Allochthon, northern British Columbia: implications for paleogeography and accretion; Ph.D. dissertation, University of Arizona, 80 p.

Harrison, J.C.
1981: Petrology of the 'Ting Creek' alkalic intrusion, southeast Alaska; M.Sc. thesis, University of Toronto, 299 p.

Harrison, T.M., Armstrong, R.L., Naeser, C.W., and Harakal, J.E.
1979: Geochronology and thermal history of the Coast Plutonic Complex near Prince Rupert, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 400-410.

Hill, M.L.
1984: Geology of the Redcap Mountain area, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Ph.D. thesis, Princeton University, 216 p.

Himmelberg, G.R., Loney, R.A., and Craig, J.T.
1986: Petrogenesis of the ultramafic complex at the Blashke Islands, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1662, 14 p.

Hodgson, C.J., Bailes, R.J., and Verzosa, R.S.
1976: Cariboo-Bell; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 388-396.

Holbek, P.M.
1988: Geology and mineralization of the Stikine Assemblage, Mess Creek area, northwestern British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 184 p.

Höy, T. and Kwong, Y.T.
1986: The Mount Grace carbonatite—an Nb and light rare earth element enriched marble of probable pyroclastic origin in the Shuswap Complex, southeastern British Columbia; Economic Geology, v. 81, p. 1374-1386.

Hudson, T.
1983: Calc-alkaline plutonism along the Pacific Rim of southern Alaska; in Circum-Pacific Plutonic Terranes, J.A. Roddick (ed.), Geological Society of America, Memoir 159, p. 159-169.

Hudson, T.L., Smith, J.G., and Elliott, R.L.
1979: Petrology, composition, and age of intrusive rocks associated with the Quartz Hill molybdenite deposit, southeastern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1805-1822.

Hunt, G.
1964: Chemical correlation of the Purcell igneous rocks; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 12, p. 544-555.

Hutchison, W.W.
1982: Geology of the Prince Rupert-Skeena map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 394, 116 p.

Hyndman, D.W.
1968: Petrology and structure of Nakusp map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 161, 95 p.

Ijewliw, O.J.
1987: Comparative mineralogy of three ultramafic diatremes in southeastern British Columbia: Cross, Blackfoot and HP (82J, 82G, 82N); in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 273-282.

Irvine, T.N.
1973: Bridget Cove Volcanics, Juneau area, Alaska: Possible parental magma of Alaskan-type ultramafic complexes; Carnegie Institution of Washington, Year Book 72, p. 478-491.
1974: Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska; Geological Society of America, Memoir 138, 240 p.
1975: Axelgold layered gabbro intrusion, McConnell Creek map-area, British Columbia; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 75-1B, p. 81-88.
1976: Studies of Cordilleran gabbroic and ultramafic intrusions, British Columbia. Part 2: Alaskan-type ultramafic-gabbroic bodies in the Aiken Lake, McConnell Creek, and Toodoggone map-areas; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 76-81.

Irving, E., Woodsworth, G.J., Wynne, P.J., and Morrison, A.
1985: Paleomagnetic evidence for displacement from the south of the Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 584-598.

Isachsen, C.
1984: Geology, geochemistry, and geochronology of the Westcoast Crystalline Complex and related rocks, Vancouver Island, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, 144 p.

Isachsen, C., Armstrong, R.L., and Parrish, R.R.
1985: U-Pb, Rb-Sr, and K-Ar geochronometry of Vancouver Island igneous rocks; in Programme and Abstracts, A symposium on deep structure of southern Vancouver Island: Results of Lithoprobe Phase 1, Geological Association of Canada, Victoria Section, p. 21-22.

Ishihara, S.
1977: The magnetite-series and the ilmenite-series granitic rocks; Mining Geology, v. 27, p. 293-305.

Jacobson, B., Parrish, R.R., and Armstrong, R.L.
1980: Geochronology and petrology of the Tkope River batholith in the Saint Elias Mountains, northwestern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 195-206.

Jefferson, C.W. and Parrish, R.R.
1989: Late Proterozoic stratigraphy, U-Pb zircon ages, and rift tectonics, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, p. 1784-1801.

Johan, Z., Le Bel, L., and McMillan, W.J.
1980: Evolution géologique et pétrologique des complexes granitoides fertiles: Étude comparative des batholites de La Caldera (Perou) et de Guichon Creek (Canada), deux exemples de plutonisme et mineralisations associées de la Cordillere peri-pacifique; in Mineralisations Liees aux Granitoides, Z. Johan (ed.), Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Memoir 99, p. 21-70.

Kelemen, P.B. and Ghiorso, M.S.
1986: Assimilation of peridotite in zoned calc-alkaline plutonic complexes: evidence from the Big Jim complex, Washington Cascades; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 94, p. 12-28.

Kimura, E.T., Bysouth, G.D., and Drummond, A.D.
1976: Endako; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 444-454.

Klepacki, D.W. and Wheeler, J.O.
1985: Stratigraphic and structural relations of the Milford, Kaslo and Slocan groups, Goat Range, Lardeau and Nelson map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 277-286.

Lambert, M.B.
1966: Geology of the Mount Brenner stock near Dawson City, Yukon Territory; M.Sc. thesis, University of British Columbia, 64 p.
1974: The Bennett Lake cauldron subsidence complex, British Columbia and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 227, 213 p.

Lanphere, M.A.
1968: Sr-Rb-K and Sr isotopic relationships in ultramafic rocks, southeastern Alaska; Earth and Planetary Science Letters, v. 4, p. 185-190.

Le Couteur, P.C. and Tempelman-Kluit, D.J.
1976: Rb/Sr ages and a profile of initial Sr^{87}/Sr^{86} ratios for plutonic rocks across the Yukon Crystalline Terrane; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 319-330.

Leech, G.B., Lowdon, J.A., Stockwell, C.H., and Wanless, R.K.
1963: Age determinations and geological studies (including isotopic ages - Report 4); Geological Survey of Canada, Paper 63-17, 140 p.

Leitch, C.H.B., Dawson, K.M., and Godwin, C.I.
1989: Early Late Cretaceous-early Tertiary gold mineralization: a galena-lead isotope study of the Bridge River mining camp, southwestern British Columbia, Canada; Economic Geology, v. 84, p. 2226-2236.

Leitch, C.H.B. and Godwin, C.I.
1987: The Bralorne gold vein deposit: an update (92J/15); in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 35-38.

Leroux, J.
1980: Geothermal potential of the Coryell Intrusions, Granby River area, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 213-215.

Lewis, T.J. and Woodsworth, G.J.
1981: Heat generation in the northern Hogem Batholith and nearby plutons of McConnell Creek map-area, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 81-1B, p. 163-164.

Little, H.W.
1960: Nelson map-area, west half, British Columbia (82F W 1/2); Geological Survey of Canada, Memoir 308, 205 p.
1982: Geology of the Rossland-Trail map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-26, 38 p.

Loney, R.A. and Himmelberg, G.R.
1983: Structure and petrology of the La Perouse gabbro intrusion, Fairweather Range, southeastern Alaska; Journal of Petrology, v. 24, p. 377-423.

Lynch, G.V. and Pride, C.
1984: Evolution of a high-level, high-silica magma chamber: the Pattison pluton, Nisling Range alaskites, Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 407-414.

MacIntyre, D.G.
1985: Geology and mineral deposits of the Tahtsa Lake district, west central British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 75, 82.

MacKevett, E.M., Jr.
1963: Geology and ore deposits of the Bokan Mountain uranium-thorium area, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1154, 125 p.
1978: Geologic map of the McCarthy quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Miscellaneous Investigations Series, Map I-1032.

Mader, U.K.
1987: The Aley carbonatite complex, northern Rocky Mountains, British Columbia; in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 283-288.

Marvin, R.F. and Cole, J.C.
1978: Radiometric ages: compilation A; United States Geological Survey, Isochron/West, no. 22, p. 3-14.

Marvin, R.F., Hearn, B.C., Jr., Mehnert, H.H., Naeser, C.W., Zartman, R.E., and Lindsey, D.A.
1980: Late Cretaceous-Paleocene -Eocene igneous activity in north-central Montana; Isochron/West, no. 29, p. 5-25.

Massey, N.W.D.
1986: Metchosin Igneous Complex, southern Vancouver Island: Ophiolite stratigraphy developed in an emergent island setting; Geology, v. 14, p. 602-605.

Mattinson, J.M.
1972: Ages of zircons from the Northern Cascade Mountains, Washington; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3769-3783.

McDougall, J.J.
1976: Catface; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 299-310.

McKillop, G.R.
1973: Geology of southwestern Gambier Island, Howe Sound, British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, 24 p.

McLeod, J.A., Vining, M., and McTaggart, K.C.
1976: Note on the age of the Giant Mascot ultramafic body, near Hope, B.C.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1152-1154.

McMillan, W.J.
1983: Fish Lake deposit (92O/5E); in Geology in British Columbia, 1976, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, p. 84-103.
1985: Geology and ore deposits of the Highland Valley camp; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Field Guide and Reference Manual Series, No. 1, 121 p.

McMillan, W.J., Panteleyev, A., and Preto, V.A.
1975: Geochemical sampling, geology, and magnetics of the Kaketsa stock; in Geological Fieldwork 1974, British Columbia Department of Mines and Petroleum resources, p. 63-68.

Meade, H.D.
1977: Petrology and metal occurrences of the Takla Group and Hogem and Germansen batholiths, north-central British Columbia; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, 355 p.

Misch, P.
1966: Tectonic evolution of the northern Cascades of Washington State; in A Symposium on the Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera in British Columbia and Neighbouring Parts of the United States, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 101-148.
1977: Bedrock geology of the North Cascades: Field trip no. 1; in Geological Excursions in the Pacific Northwest, E.H. Brown and R.C. Ellis (ed.), Geological Society of America 1977 Annual Meeting, p. 1-62.

Monger, J.W.H.
1985: Structural evolution of the southwestern Intermontane Belt, Ashcroft and Hope map-areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 349-358.

Monger, J.W.H. and McMillan, W.J.
1984: Bedrock geology of Ashcroft (92I) map area; Geological Survey of Canada, Open File 980.

Monger, J.W.H., Price, R.A., and Tempelman-Kluit, D.J.
1982: Tectonic accretion and the origin of two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera; Geology, v. 10, p. 70-75.

Moore, J.G.
1959: The quartz diorite boundary line in the western United States; Journal of Geology, v. 67, p. 198-210.

Morgan, J.T.
1976: Geology of the Ten Mile Creek syenite-pyroxenite pluton, Telegraph Creek, B.C.; B.Sc. thesis, University of British Columbia, 42 p.

Morrison, G.W., Godwin, C.L., and Armstrong, R.L.
1979: Interpretation of isotopic ages and $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial ratios for plutonic rocks in the Whitehorse map area, Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1988-1997.

Mortensen, J.K.
1983: Age and evolution of the Yukon-Tanana Terrane, southeastern Yukon Territory; Ph.D. thesis, University of California (Santa Barbara).
1986: U-Pb ages for granitic orthogneiss from western Yukon Territory: Selwyn Gneiss and Fiftymile Batholith revisited; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 141-146.

Mortensen, J.K. and Jilson, G.A.
1985: Evolution of the Yukon-Tanana terrane: evidence from southeastern Yukon; Geology, v. 13, p. 806-809.

Mortensen, J.K., Montgomery, J.R., and Fillipone, J.
1987: U-Pb zircon, monazite and sphene ages for granitic orthogneiss of the Barkerville terrane, east-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1261-1266.

Mortimer, N.
1986: Late Triassic, arc-related, potassic igneous rocks in the North American Cordillera; Geology, v. 14, p. 70-75.

Mortimer, N., van der Heyden, P., Armstrong, R.L., and Harakal, J.
1990: U-Pb and K-Ar dates for the timing of magmatism and deformation in the Cache Creek terrane and Quesnellia, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 27, p. 117-123.

Muller, J.E.
1967: Kluane Lake map-area (115G, 115F E 1/2), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 340, 137 p.
1977: Evolution of the Pacific margin, Vancouver Island, and adjacent regions; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2062-2085.
1980: The Paleozoic Sicker Group of Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-30, 23 p.

Muller, J.E. and Carson, D.J.T.
1969: Geology and Mineral Deposits of Alberni map-area, British Columbia (92F); Geological Survey of Canada, Paper 68-50, 52 p.

Muller, J.E., Northcote, K.E., and Carlisle, D.
1974: Geology and mineral deposits of Alert Bay-Cape Scott map-area (92L-102I) Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 74-8, 77 p.

Murray, C.G.
1972: Petrologic studies of zoned ultramafic complexes in Venezuela and Alaska; Ph.D. thesis, Princeton University, 188 p.

Nixon, G.T. and Rublee, V.J.
1988: Alaskan-type ultramafic rocks in British Columbia: new concepts of the structure of the Tulameen complex; in Geological Fieldwork 1987, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 281-294.

Norris, D.K. and Yorath, C.J.
1981: The North American plate from the Arctic Archipelago to the Romanzof Mountains; in The Ocean Basins and Margins, Volume 5: The Arctic Ocean, A.E.M Nairn, M. Churkin, Jr. and G.G. Stehli (ed.), Plenum Press, p. 37-103.

Northcote, K.E.
1969: Geology and geochronology of the Guichon Creek batholith; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 56, 73 p.

Okulitch, A.V.
1985: Paleozoic plutonism in southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1409-1424.

Okulitch, A.V., Loveridge, W.D., and Sullivan, R.W.
1981: Preliminary radiometric analyses of zircons from the Mount Copeland syenite gneiss, Shuswap Metamorphic Complex, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 33-36.

Okulitch, A.V., Wanless, R.K., and Loveridge, W.D.
1975: Devonian plutonism in south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1760-1769.

Olade, M.A.
1976: Geochemical evolution of copper-bearing granitic rocks of the Guichon Creek Batholith, British Columbia, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 199-209.

Olade, M.A. and Goodfellow, W.D.
1978: Lithogeochemistry and hydrogeochemistry of uranium and associated elements in the Tombstone batholith, Yukon, Canada; in Proceedings of the 7th International Geochemical Symposium, Golden, Colorado, J.R. Watterson and T.K. Theobold (ed.), Association of Exploration Geochemists, p. 407-428.

Panteleyev, A.
1981: Berg porphyry copper-molybdenum deposit; British Columbia Ministry of Energy, Mines, and Petroleum Resources, Bulletin 66, 158 p.

Parkinson, D.L.
1985: U-Pb geochronometry and regional geology of the southern Okanagan Valley, British Columbia: the western boundary of a metamorphic core complex; M.Sc. thesis, University of British Columbia, 149 p.

Parrish, R.R.
1979: Geochronology and tectonics of the northern Wolverine Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1428-1438.
1984: Slocan Lake fault: a low angle fault zone bounding the Valhalla gneiss complex, Nelson map-area, southern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 323-330.

Parrish, R.R. and Armstrong, R.L.
1987: The ca. 162 Ma Galena Bay stock and its relationship to the Columbia River fault zone, southeast British Columbia; in Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 1, Geological Survey of Canada, Paper 87-2, p. 25-32.

Parrish, R.R. and Bell, R.T.
1987: Age of the NOR breccia pipe, Wernecke Supergroup, Yukon Territory; in Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 1, Geological Survey of Canada, Paper 87-2, p. 39-42.

Parrish, R.R. and Scammell, R.J.
1988: The age of the Mount Coipeland Syenite Gneiss and its metamorphic zircons, Monashee Complex, southeastern British Columbia; in Radiogenic Age and Isotope Studies: Report 2, Geological Survey of Canada, Paper 88-2, p. 21-28.

Parrish, R.R. and Wheeler, J.O.
1983: A U-Pb zircon age from the Kuskanax batholith, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1751-1756.

Parrish, R.R., Carr, S.D., and Parkinson, D.L.
1988: Eocene extensional tectonics and geochronology of the southern Omineca Belt, British Columbia and Washington; Tectonics, v. 7, p. 181-212.

Parrish, R.R., Heinrich, S., and Archibald, D.
1987: Age of the Ice River complex, southeastern British Columbia; in Radiogenic Age and Isotopic Studies, Report 1, Geological Survey of Canada, Paper 87-2, p. 33-37.

Pell, J.
1985: Carbonatites and related rocks in British Columbia (82L, 83D, 93I, 93N); in Geological Fieldwork 1984, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1985-1, p. 84-94.
1986: Nepheline syenite gneiss complexes in British Columbia (82M, N, 83D, 93I); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 255-260.
1987a: Alkalic ultrabasic diatremes in British Columbia: petrology, geochronology and tectonic significance (82G, J, 83C, 94B); in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 259-267.
1987b: Alkaline ultrabasic rocks in British Columbia: carbonatites, nepheline syenites, kimberlites, ultramafic lamprophyres and related rocks; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1987-17, 109 p.

Petö, P.
1973: Petrochemical study of the Similkameen batholith, British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 3977-3983.

Petö, P. and Armstrong, R.L.
1976: Strontium isotope study of the composite batholith between Princeton and Okanagan Lake; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1577-1583.
Pigage, L.C. and Anderson, R.G.
1986: The Anvil plutonic suite, Faro, Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1204-1216.
Pitcher, W.S.
1983: Granite type and tectonic environment; in Mountain Building Processes, K.J. Hsu (ed.), Academic Press, London, p. 19-40.
Poole, W.H.
1956: Geology of the Cassiar Mountains in the vicinity of the Yukon-British Columbia boundary; Ph.D. thesis, Princeton University, 247 p.
Potter, C.J.
1983: Geology of the Bridge River complex, southern Shulaps Range, British Columbia: a record of Mesozoic convergent tectonics; Ph.D. thesis, University of Washington, 192 p.
Preto, V.A.
1972: Geology of Copper Mountain; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 59, 87 p.
Preto, V.A., Osatenko, M.J., McMillan, W.J., and Armstrong, R.L.
1979: Isotopic dates and strontium isotopic ratios for plutonic and volcanic rocks in the Quesnel Trough and Nicola Belt, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1658-1672.
Price, R.A.
1965: Flathead map-area, British Columbia and Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 336, 221 p.
Price, R.A., Monger, J.W.H., and Roddick, J.A.
1985: Cordilleran cross-section: Calgary to Vancouver; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the Southern Canadian Cordillera, D.J. Tempelman-Kluit (ed.), Geological Society of America, Cordilleran Section, Vancouver, p. 3-1 to 3-85.
Ray, G.E.
1986: Gold associated with a regionally developed mid-Tertiary plutonic event in the Harrison Lake area, southwestern British Columbia (92G/9, 92H/3, 4, 5, 6, 12); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 95-98.
Read, P.B.
1973: Petrology and structure of Poplar Creek map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 193, 144 p.
Read, P.B. and Brown, R.L.
1981: Columbia River Fault zone: southeast margin of the Shuswap and Monashee Complex, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1127-1145.
Reesor, J.E.
1958: Dewar Creek map-area with special emphasis on the White Creek Batholith, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 292, 78 p.
1965: Structural evolution and plutonism in the Valhalla Gneiss Complex, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 129, 128 p.
Rice, H.M.A.
1937: Cranbrook map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 207, 67 p.
Richards, T.A.
1971: Plutonic rocks between Hope, B.C. and the 49th parallel; Ph.D. thesis, University of British Columbia, 178 p.
Richards, T.A. and McTaggart, K.C.
1976: Granitic rocks of the southern Coast Plutonic Complex and northern Cascades of British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 935-953.
Richter, D.H., Lanphyre, M.A., and Matson, N.A. Jr.
1975: Granitic plutonism and metamorphism, eastern Alaska Range, Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 86, p. 819-829.
Ridgway, W.R.
1973: The petrology of Nisling and Ruby range volcanic and plutonic rocks, Yukon Territory; B.Sc. thesis, University of British Columbia, 53 p.
Roddick, J.A.
1965: Vancouver North, Coquitlam, and Pitt Lake map-areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 335, 276 p.
1970: Douglas Channel-Hecate Strait map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 70-41, 56 p.
1983: Geophysical review and composition of the Coast Plutonic Complex, south of latitude 55°N; in Circum-Pacific Plutonic Terranes, J.A. Roddick (ed.), Geological Society of America, Memoir 159, p. 195-211.
Roddick, J.A. and Armstrong, J.E.
1959: Relict dikes in the Coast Mountains near Vancouver, B.C.; Journal of Geology, v. 67, p. 603-613.
Roddick, J.A. and Hutchison, W.W.
1974: Setting of the Coast Plutonic Complex, British Columbia; Pacific Geology, v. 8, p. 91-108.
Roddick, J.C. and Farrar, E.
1971: High initial argon ratios in hornblendes; Earth and Planetary Science Letters, v. 12, p. 208-214.
Roots, C.F.
1987: Regional tectonic setting and evolution of the Late Proterozoic Mount Harper Volcanic Complex, Ogilvie Mountains, Yukon; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, 219 p.
Rusmore, M.E.
1985: Geology and tectonic significance of the Upper Triassic Cadwallader Group and its bounding faults, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, 174 p.
Ryan, B.D.
1973: Structural geology and Rb-Sr geochronology of the Anarchist Mountain area, south-central British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, 256 p.
Ryan, B.D. and Blenkinsop, J.
1971: Geology and geochronology of the Hellroaring Creek Stock, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 8, p. 85-95.
Saint-Andre, B. de, Lancelot, J.R., and Collot, B.
1983: U-Pb geochronology of the Bokan Mountain peralkaline granite, southeastern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 236-245.
Sangster, D.F.
1969: The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 172, 85 p.
Schofield, S.J.
1915: Geology of Cranbrook map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 76, 245 p.
Shaw, D.A.
1980a: Structural setting of the Adamant pluton, northern Selkirk Mountains, British Columbia; Ph.D. thesis, Carleton University.
1980b: A concordant Uranium-lead age for zircons in the Adamant Pluton, British Columbia; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 80-1C, p. 243-246.
Simony P.S.
1979: Pre-Carboniferous basement near Trail, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1-11.
Sisson, V.B.
1985: Contact metamorphism and fluid evolution associated with the intrusion of the Ponder Pluton, Coast Plutonic Complex, British Columbia, Canada; Ph.D. thesis, Princeton University, 345 p.
Smith, C.B., Colgan, E.A., Hawthorne, J.B., and Hutchinson, G.
1988: Emplacement age of the Cross kimberlite, southeastern British Columbia, by the Rb-Sr phlogopite method; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 790-792.
Smith, J.G.
1973: A Tertiary lamprophyre dike province in southeastern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 408-420.
1977: Geology of the Ketchikan D-1 and Bradfield Canal A-1 quadrangles, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1245, 49 p.
Smith, T.E., Riddle, C., and Jackson, T.A.
1979: Chemical variation within the Coast Plutonic Complex of British Columbia between lat 53° and 55°N; Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 346-356.
Souther, J.G.
1971: Geology and mineral deposits of Tulsequah map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 362, 84 p.
1972: Telegraph Creek map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 71-44, 38 p.
1977: Volcanism and tectonic environments in the Canadian Cordillera - a second look; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Baragar and others (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 3-24.
1986: The western Anahim Belt: root zone of a peralkaline magma system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 895-908.
Steininger, R.C.
1985: Geology of the Kitsault molybdenum deposit, British Columbia; Economic Geology, v. 80, p. 57-71.

Stephens, G.C.
1972: The geology of the Salal Creek Pluton, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, Lehigh University, 177 p.

Stevens, R.D., Delabio, R.N., and Lachance, G.R.
1982a: Age determinations and geological studies: K-Ar isotopic ages, Report 15; Geological Survey of Canada, Paper 81-2, 56 p.
1982b: Age determinations and geological studies: K-Ar isotopic ages, Report 16; Geological Survey of Canada, Paper 82-2, 56 p.

St. Louis, R.M., Nesbitt, B.E., and Morton, R.D.
1986: Geochemistry of platinum-group elements in the Tulameen Ultramafic Complex, southern British Columbia; Economic Geology, v. 81, p. 961-973.

Stuart, R.A.
1960: Geology of the Kemano-Tahtsa area; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 42, 52 p.

Sturrock, D.L., Armstrong, R.L., and Maxwell, R.B.
1980: Age and Sr isotopic composition of the Pyroxenite Creek Ultramafic Complex, southwestern Yukon territory: an Alaskan-type ultramafic intrusion; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 185-188.

Sutherland Brown, A.
1960: Geology of the Rocher Deboule Range; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 43, 78 p.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54, 226 p.

Tabor, R.W., Zartman, R.E., and Frizzell, V.A., Jr.
1987: Possible tectonostratigraphic terranes in the North Cascades crystalline core, Washington; in Selected Papers on the Geology of Washington, J.E. Schuster (ed.), Washington Division of Geology and Earth Resources, Bulletin 77, p. 107-127.

Taylor, G.C. and Stott, D.F.
1973: Tuchodi Lakes map-area, British Columbia (94K); Geological Survey of Canada, Memoir 373, 37 p.

Taylor, H.P.
1967: The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska; in Ultramafic and Related Rocks, P.J. Wylie (ed.), New York, Wiley, p. 96-121.

Tempelman-Kluit, D.J.
1969: A re-examination of pseudoleucite from Spotted Fawn Creek, west-central Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 55-62.
1970: Stratigraphy and structure of the "Keno Hill Quartzite" in Tombstone River - upper Klondike River map-areas, Yukon Territory (116 B/7, B/8); Geological Survey of Canada, Bulletin 180, 102 p.
1974: Reconnaissance geology of Aishihik Lake, Snag and part of Stewart River map-areas, west-central Yukon; Geological Survey of Canada, Paper 73-41, 97 p.
in press: Geology of Carmacks and Laberge map areas, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir.

Tempelman-Kluit, D. and Parkinson, D.
1986: Extension across the Eocene Okanagan crustal shear zone in southern British Columbia; Geology, v. 14, p. 318-321.

Tempelman-Kluit, D.J. and Wanless, R.K.
1975: Potassium-argon age determinations of metamorphic and plutonic rocks in the Yukon Crystalline Terrane; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 895-1909.
1980: Zircon ages for the Pelly Gneiss and Klotassin granodiorite in western Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 297-306.

Thompson, R.I., Mercier, E., and Roots, C.
1987: Extension and its influence on Canadian Cordilleran passive-margin evolution; in Continental Extensional Tectonics, M.P. Coward, J.F. Dewey and P.L. Hancock (ed.), Geological Society, Special Publication 28, p. 409-417.

Thompson, T.B., Pierson, J.R., and Lyttle, T.
1982: Petrology and petrogenesis of the Bokan Granite Complex, southeastern Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 93, p. 898-908.

Tipper, H.W.
1969: Mesozoic and Cenozoic geology of the northeast part of Mount Waddington map-area (92N), Coast District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 68-33, 103 p.

Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270, 73 p.

van der Heyden, P.
1982: Tectonic and stratigraphic relations between the Coast Plutonic Complex and Intermontane Belt, west-central Whitesail Lake map area, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, 172 p.
1989: U-Pb and K-Ar geochronometry of the Coast Plutonic Complex, 53°N-54°N, and implications for the Insular-Intermontane superterrane boundary, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, 392 p.

Vining, M.R.
1977: The Spuzzum Pluton northwest of Hope, B.C.; M.Sc. thesis, University of British Columbia, 147 p.

Wanless, R.K., Loveridge, W.D., and Mursky, G.
1968: A geochronological study of the White Creek batholith, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 375-386.

Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Delabio, R.N.
1979: Age determinations and geological studies: K-Ar isotopic ages, Report 14; Geological Survey of Canada, Paper 79-2, 67 p.

Werner, L.J.
1978: Metamorphic terrane, northern Coast Mountains west of Atlin Lake, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 69-70.

White, A.J.R. and Chappell, B.W.
1983: Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia; in Circum-Pacific Plutonic Terranes, J.A. Roddick (ed.), Geological Society of America, Memoir 159, p. 21-34.

White, A.J.R., Clemens, J.D., Holloway, J.R., Silver, L.T., Chappell, B.W., and Wall, V.J.
1986: S-type granites and their probable absence in southwestern North America; Geology, v. 14, p. 115-118.

White, W.H., Harakal, J.E., and Carter, N.M.
1968: Potassium-argon ages of some ore deposits in British Columbia; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 61, p. 1326-1334.

White, W.H., Sinclair, A.J., Harakal, J.E., and Dawson, K.M.
1970: Potassium-argon ages of Topley Intrusions near Endako, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1172-1178.

Wolfhard, M.R.
1976: Fish Lake; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 317-322.

Wong, R.H., Godwin, C.I., and McTaggart, K.C.
1985: Geology, K/Ar dates, and associated sulphide mineralization of Wrede Creek zoned ultramafic complex (94D/9E); in Geology in British Columbia, 1977-1981, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, p. 148-155.

Wood, D.H. and Armstrong, R.L.
1982: Geology, chemistry, and geochronometry of the Cretaceous South Fork Volcanics, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 309-316.

Woodsworth, G.J.
1976: Plutonic rocks of McConnell Creek (94D west half) and Aiken Lake (94C east half) map-areas, British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 69-73.
1979: Metamorphism, deformation, and plutonism in the Mount Raleigh pendant, Coast Mountains, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 295, 58 p.

Woodsworth, G.J. and Orchard, M.J.
1985: Upper Paleozoic to lower Mesozoic strata and their conodonts, western Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1329-1344.

Woodsworth, G.J., Loveridge, W.D., Parrish, R.R., and Sullivan, R.W.
1983: Uranium-lead dates from the Central Gneiss Complex and Ecstall pluton, Prince Rupert map area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1475-1483.

Young, I.F.
1981: Structure of the western margin of the Queen Charlotte Basin, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 380 p.

Zartman, R.E., Peterman, Z.E., Obradovich, J.D., Gallego, M.D., and Bishop, D.T.
1982: Age of the Crossport C sill near Eastport, Idaho; Society of Economic Geologists' Coeur d'Alene Field Conference, Idaho, 1977, R.R. Reid and G.A. Williams (ed.), Idaho Bureau of Mines and Geology, Bulletin 24, p. 61-69.

Zen, E-an
1985: Implications of magmatic epidote-bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestern North America; Geology, v. 13, p. 266-269.

Zen, E-an and Hammarstrom, J.M.
1984a: Mineralogy and a petrogenetic model for the tonalite pluton at Bushy Point, Revillagigedo Island, Ketchikan 1° x 2° quadrangle, southeast Alaska; in The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments During 1982, United States Geological Survey, Circular 939, p. 118-123.
1984b: Magmatic epidote and its petrologic significance; Geology, v. 12, p. 515-518.

Adresse des auteurs

G.J Woodsworth
R.G. Anderson
L.C. Struik
P. van der Heyden
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

R.L. Armstrong
Department of Geological Sciences
University of British Columbia
Vancouver, British Columbia
V6T 2B4

ADDENDA

Suite ultramafique de Polaris. Les publications suivantes traitent de la géologie des massifs mafiques-ultramafiques de type alaskien en Colombie-Britannique:

Hammack, J.L., Nixon, G.T., Wong, R.H., and Paterson, W.P.E
1990: Geology and noble metal geochemistry of the Wrede creek ultramafic complex, north-central British Columbia (94D/9); in Geological Fieldwork 1989, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1990-1, p. 405-415.

Nixon, G.T., Ash, C.H., Connelly, J.N., and Case, G.
1989: Alaskan-type mafic-ultramafic rocks in British Columbia: The Gnat Lakes, Hickman, and Menard Creek complexes; in Geological Fieldwork 1988, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1989-1, p. 429-442.

Nixon, G.T., Hammack, J.L., Connelly, J.N., Case, G., and Paterson, W.P.E
1990: Geology and noble metal geochemistry of the Polaris ultramafic complex, north-central British Columbia (94C/5,12); in Geological Fieldwork 1989, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1990-1, p. 387-403.

Nixon, G.T., Hammack, J.L., and Paterson, W.P.E
1990: Geology and noble metal geochemistry of the Johanson Lake mafic-ultramafic complex, north-central British Columbia (94D/9); in Geological Fieldwork 1989, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1990-1, p. 417-424.

Suite de Copper Mountain. Des données récentes et non publiées (R.G. Anderson, M.L. Bevier, J.K. Mortensen et R. Kirkham) suggèrent la présence, dans le nord-ouest de la Stikinie, au sud de la rivière Iskut, de deux zones de plutons du Jurassique précoce, contemporaines l'une de l'autre et toutes deux orientées vers le nord-ouest: une zone calco-alcaline au sud-ouest et une zone alcaline (comprenant le Pluton de Galore Creek) au nord-est.

Suite de Nelson. L'âge des filons riches en Ag présents dans la région de Slocan est controversé. De nouvelles données sur les rapports isotopiques $^{40}Ar/^{39}Ar$ suggèrent la possibilité d'un âge éocène (G. Beaudain et D. Sangster, communication personnelle, 1990).

Suite de Three Sisters. Des datations K/Ar et U/Pb (Holbek, 1988; M.L. Bevier et R.G. Anderson, données inédites) indiquent que la Suite de Three Sisters à l'ouest du bassin de Bowser forme une zone d'orientation sud à partir de l'arche de Stikine.

Complexe plutonique côtier. Dans le Domaine côtier, les granodiorites foliées présentes dans la baie Burroughs, dans le sud-est de l'Alaska (Mississippien; Gehrels et al., 1991a) et dans la région de la rivière Scotia, au sud-est de Prince Rupert (Dévonien moyen; Gareau, 1991) sont des plutons du Paléozoïque récemment découverts.

Gareau, S.A.
1991: The Scotia-Quaal metamorphic belt: a distinct assemblage with pre-early Late Cretaceous deformational and metamorphic history, Coast Plutonic Complex, B.C.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, no. 6

Gehrels, G.E., McClelland, W.C., Samson, S.D., Jackson, J.L., and Patchett, P.J.
1991a: U-Pb geochronology of two pre-Tertiary plutons in the Coast Mountains batholith near Ketchikan, southeastern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, no. 6

Complexe plutonique côtier. Des datations suggèrent que la Granodiorite de Texas Creek fait partie d'une zone de plutons calco-alcalins du Jurassique précoce, d'orientation nord-ouest, à l'ouest du bassin de Bowser (M.L. Bevier et R.G. Anderson, données inédites). Un orthogneiss du Jurassique précoce a été observé dans la région de la rivière Scotia, où il recoupe des roches qui sont provisoirement corrélées avec le terrane de Nisling (Gareau, 1991). Des données provenant de la partie nord du Complexe plutonique côtier mettent en évidence une évolution de la forme et de la fabrique dans des plutons du Crétacé tardif et du Paléogène dont l'âge diminue vers l'est (Gehrels et al., 1991; R.G. Anderson et M.L. Bevier, données inédites). Du point de vue des styles plutoniques, des masses tabulaires tonalitiques et très déformées du Crétacé tardif font place d'abord à des corps moins allongés du Paléocène, puis à de gros plutons massifs de l'Éocène qui forment la majeure partie du complexe aux latitudes septentrionales.

Gehrels, G.E., McClelland, W.C., Samson, S.D., Patchett, P.J., and Brew, D.A.
1991a: U-Pb geochronology of Late Cretaceous and Early Tertiary plutons in the northern Coast Mountains batholith; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 28, no. 6

Directions régionales et classification tectonique.
ϵNd se situe entre 2,4 et 6,8 d'après les quelques plutons stikiniens et wrangelliens analysés (Samson et al., 1989, 1990)

Samson, S.D., McClelland, W.C., Patchett, P.J., Gehrels, G.E., and Anderson, R.G.
1989: Evidence from neodymium isotopes of mantle contributions to Phanerozoic crustal genesis in the Canadian Cordillera; Nature, v. 337, no. 6209, p. 705-709.

Samson, S.D., Patchett, P.J., Gehrels, G.E., and Anderson, R.G.
1990: Nd and Sr isotopic characterization of the Wrangellia terrane and implications for crustal growth of the Canadian Cordillera; Journal of Geology, v. 98, p. 749-762

Imprimé au Canada

Chapitre 16

MÉTAMORPHISME

Résumé
Introduction
Paramètres du métamorphisme
Faciès et zones
Diagramme réactionnel
Métamorphisme et maturation organique
Domaine de l'avant-pays et partie adjacente de la Plate-forme de l'Intérieur
Plate-forme de l'Intérieur
Domaine de l'avant-pays
Domaine d'Omineca
Précambrien
Complexe de Monashee
Complexe d'Okanagan
Paléozoïque (avant le Mississippien tardif)
Terrane de Kootenay
Paléozoïque (Permien)
Trias tardif (230-214 Ma)
Terranes de Cariboo, de Dorsey(?), de Nisling et de Nisutlin
Jurassique moyen (200-155 Ma)
Transition entre le Domaine d'Omineca et le Domaine de l'avant-pays
Terrane de Slide Mountain
Partie sud du Domaine d'Omineca
Complexe de Monashee
Arc de Kootenay
Chaîne Cariboo
Résumé
Partie nord du Domaine d'Omineca
Chaînons Swannell
Chaînons Sifton
Chaînons Finlay
Région du Batholite de Cassiar
Chaînon Horseranch
Relations entre la déformation et le métamorphisme dans les chaînes Cassiar et Omineca
Partie nord du Domaine d'Omineca, au Yukon

Jurassique tardif-Crétacé précoce (155-138 Ma)
Crétacé précoce et moyen
Paléocène tardif-Éocène moyen (65-45 Ma)
Domaine intermontagneux
Assemblage de Cache Creek
Assemblage d'Asitka
Assemblages de Nicola et de Stuhini
Assemblage de Hazelton
Assemblage de Bowser Lake
Assemblages du Crétacé
Complexe métamorphique de Tatla Lake
Roches tertiaires et plus jeunes
Domaine côtier
Partie nord du Domaine côtier
Partie centrale du Domaine côtier
À l'ouest du chenal Work
À l'est du chenal Work
Bordure orientale du Domaine côtier
Partie sud du Domaine côtier
Pendentifs à l'ouest du lac Harrison et de la rivière Lillooet
Zone axiale métamorphique de la chaîne des Cascades
Bordure nord-est de la partie sud du Domaine côtier
Région de la rivière Bridge
Domaine insulaire
Wrangellie
Terrane d'Alexander
Terranes de Pacific Rim et de Crescent
Conclusions
Références

Chapitre 16

MÉTAMORPHISME

H.J. Greenwood, G.J. Woodsworth, P.B. Read, E.D. Ghent et C.A. Evenchick

RÉSUMÉ

Toutes les roches prémiocènes de la Cordillère canadienne ont subi un métamorphisme régional. Les roches du métamorphisme le plus intense, celui qui s'est opéré à une grande profondeur et à de hautes températures, constituent les zones axiales métamorphiques du Domaine côtier et du Domaine d'Omineca, tandis que la majeure partie des domaines insulaire, intermontagneux et de l'avant-pays renferme des roches moins métamorphisées, qui suggèrent un métamorphisme d'enfouissement. Le métamorphisme régional a été maximal au Jurassique moyen dans le Domaine d'Omineca, et au Crétacé tardif dans le Domaine côtier. Ces deux épisodes, qui coïncident avec des périodes de compression et d'épaississement considérables de la croûte, ont été suivis d'un soulèvement important et rapide.

À l'exception des culminations métamorphiques observées dans le chaînon Deserters à l'est du sillon des Rocheuses du Nord et dans une région locale à l'est du sillon des Rocheuses du Sud, le métamorphisme régional ayant affecté le Domaine de l'avant-pays est surtout un métamorphisme d'enfouissement de faible intensité. Les roches précambriennes appartiennent fréquemment au faciès des schistes verts, les strates paléozoïques et certaines strates mésozoïques au faciès à prehnite-pumpellyite, et la plupart des strates mésozoïques au faciès à zéolites. Bien qu'en général, le rang du charbon augmente vers l'ouest avec la profondeur stratigraphique, plusieurs zones de maturation organique anomale à orientation est ou nord-est suivent les gradients géothermiques actuels et pourraient être associées à des failles dans le socle précambrien.

Le métamorphisme du Domaine d'Omineca au eu lieu principalement au Jurassique moyen, vraisemblablement par suite de la collision du protocontinent nord-américain et du superterrane intermontagneux. Il existe localement des indices d'un métamorphisme précambrien dans le Complexe de Monashee, d'un métamorphisme antérieur au Mississippien tardif dans l'arc de Kootenay, d'un métamorphisme de basse température et de haute pression au Permien(?) tardif dans les terranes accrétés du sud du Yukon, et d'un métamorphisme s'échelonnant du Trias tardif(?) au Jurassique précoce dans les terranes accrétés du sud-ouest du Yukon. Au Crétacé moyen, un épisode de métamorphisme étendu a accompagné la mise en place de roches granitiques volumineuses dans les chaînes Columbia et Selwyn et les monts Kaska. Un flux thermique élevé, un plutonisme de faible profondeur et un soulèvement considérable ont eu lieu au cours de l'Éocène. Dans la Cordillère septentrionale, les allochtones du Domaine d'Omineca présentent des indices d'une déformation et d'un métamorphisme de basse température et de haute pression antérieurs à leur mise ne place. L'étude géothermométrique et géobarométrique d'associations de minéraux reconnues dans le sud du Domaine d'Omineca indique qu'il s'est produit un enfouissement à des profondeurs de plus de 20 km au Jurassique moyen, et un soulèvement rapide jusqu'à moins de 14 km de profondeur de la couverture au Crétacé précoce. L'événement éocène était associé à des processus de distension et de dénudation tectonique.

Les associations métamorphiques caractéristiques qui se rencontrent dans le Domaine intermontagneux appartiennent à des faciès de basse température et de basse pression. Font exception un complexe métamorphique à noyau de roches amphibolitiques qui se trouve près du lac Tatla, et des roches de métamorphisme de haute pression du faciès des schistes bleus à jadéite au sein du Groupe de Cache Creek, présentes localement dans le centre et le nord de la Cordillère; ces roches représentent des événements associés à la subduction. Le faciès à zéolites est bien développé dans les volcanites mésozoïques et, à de nombreux endroits, il passe en profondeur au faciès à prehnite-pumpellyite. À plusieurs endroits, près des plutons granitiques, une zonation faciès à zéolites/faciès à prehnite-pumpellyite/faciès inférieurs à celui des schistes verts peut être mise en évidence. Le faciès à zéolites est commun dans les sédiments clastiques jurassiques et crétacés du Domaine intermontagneux.

À certains endroits dans le nord de la Colombie-Britannique, des strates du faciès des schistes verts du Paléozoïque supérieur sont surmontées par des strates du faciès à prehnite-pumpellyite du Trias supérieur; aucun indice d'une transition entre les deux faciès n'a été relevé. Il faudrait entreprendre d'autres travaux afin de déterminer s'il s'agit d'un phénomène local ou régional. Au Trias tardif, un métamorphisme de basse température et de haute pression a affecté le terrane de Cache Creek dans la région du lac Pinchi, et une association transitionnelle du faciès des schistes bleus s'est développée près d'Ashcroft. Dans bien des cas, le métamorphisme régional des épaisses successions volcaniques du Mésozoïque a été contemporain du volcanisme et du plutonisme associés. Le métamorphisme d'enfouissement des assemblages de roches

Greenwood, H. J., Woodsworth, G. J., Read, P. B., Ghent, E. D. et Evenchick, C. A.
1991: Métamorphisme; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 16, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

volcaniques du Mésozoïque a dû se produire principalement au moment de leur dépôt. Le métamorphisme du noyau du Complexe métamorphique de Tatla Lake remonte au Crétacé moyen-tardif, et celui de sa carapace mylonitique, à l'Éocène.

Les roches métamorphiques du Domaine côtier sont constituées d'orthogneiss et de paragneiss ainsi que d'écrans et de pendentifs de roches plus faiblement métamorphisées, entourés et intrudés par des roches plutoniques, qui constituent au moins 80% du domaine. Dans une coupe pratiquée à travers la partie la plus profondément exhumée du Complexe plutonique côtier, à la latitude de Prince Rupert, le degré de métamorphisme croît vers l'est, passant du faciès des schistes verts au faciès des amphibolites près du linéament de Work Channel. À l'est du linéament, dans les roches métamorphiques du Complexe gneissique central, le faciès des amphibolites prédomine et le faciès des granulites est localement observable. Le métamorphisme a culminé, avec des températures de l'ordre de 600°C et des pressions d'environ 6 kbar (6×10^5kPa), au Crétacé tardif. Un soulèvement rapide s'est produit au Tertiaire précoce. Le long de la bordure est du Complexe plutonique côtier, des roches ayant subi un métamorphisme au faciès des amphibolites au Jurassique tardif et au Crétacé précoce ont été charriées vers l'est sur des strates du Domaine intermontagneux métamorphisées aux faciès inférieurs à celui des schistes verts.

Dans le sud du Domaine côtier, des pendentifs et des écrans appartenant principalement au faciès à prehnite-pumpellyite, à l'ouest, sont séparés de roches du faciès à prehnite-pumpellyite et du faciès des schistes verts, à l'est, par une zone centrale de roches amphibolitiques qui s'étend vers le nord à partir de la zone axiale métamorphique de la chaîne des Cascades. Des minéraux du faciès des schistes bleus s'observent localement à l'ouest du lac Harrison et au sud du fleuve Fraser, dans la partie occidentale de la chaîne des Cascades.

Des indices d'un métamorphisme régional antérieur au Crétacé s'observent sporadiquement dans le sud du Domaine côtier. Un métamorphisme de basse température et de haute pression survenu au Crétacé précoce et moyen à l'ouest du lac Harrison et dans la partie occidentale de la chaîne des Cascades est corrélé avec un métamorphisme barrovien au faciès des amphibolites dans la zone axiale métamorphique de la chaîne des Cascades.

L'île de Vancouver, dans le sud du Domaine insulaire, a été affectée successivement par un métamorphisme au faciès des schistes verts au Permien-Trias, un métamorphisme d'enfouissement au faciès à prehnite-pumpellyite au Jurassique précoce-moyen et un métamorphisme d'enfouissement au Crétacé tardif-Éocène. Dans les îles de la Reine-Charlotte, le métamorphisme d'enfouissement pourrait remonter à peine au Pliocène. Dans l'île de Vancouver, dans les îles de la Reine-Charlotte et dans le sud du terrane d'Alexander, le degré de métamorphisme et l'intensité du plutonisme augmentent vers le sud-ouest. Au Crétacé tardif, un métamorphisme de basse température et de haute pression a affecté le terrane de Pacific Rim.

Dans le sud-ouest du Yukon, les strates de la Wrangellie ont subi un métamorphisme d'enfouissement au Mésozoïque et peut-être aussi au Miocène, principalement jusqu'au faciès à prehnite-pumpellyite. Dans la partie adjacente du terrane d'Alexander, il s'est produit, à tout le moins localement, un métamorphisme au faciès des schistes verts inférieur avant le Pennsylvanien tardif.

INTRODUCTION

Durant la vingtaine d'années qui s'est écoulée depuis la publication de la première carte métamorphique de la Cordillère du Canada (Monger et Hutchison, 1971), la pétrologie des roches métamorphiques a fait des progrès remarquables, grâce à la multiplication des mesures fiables des propriétés thermodynamiques des minéraux, à la mise sur pied de bases de données thermodynamiques avec une bonne cohérence interne, et à la modélisation des propriétés de nombreux minéraux métamorphiques. Ces études théoriques et expérimentales ont conduit à la mise au point de géothermomètres et géobaromètres, instruments utiles en géologie. En outre, la grande disponibilité des résultats d'analyses par microsonde électronique haute précision permet la mise en application répandue de ces méthodes. Divers outils ont été mis au point depuis 20 ans, notamment ceux qui exploitent la réflectance de la vitrinite, la cristallinité de l'illite et les indices d'altération des conodontes; ils se révèlent particulièrement utiles dans l'étude des faciès métamorphiques inférieurs à celui des schistes verts.

L'application des techniques modernes à la Cordillère canadienne révèle que presque toutes les strates antérieures au Miocène ont été plus ou moins métamorphisées. Nous savons depuis longtemps que les plus fortes concentrations de roches du faciès des amphibolites se trouvent à l'intérieur et à proximité des deux principales zones de roches plutoniques, à savoir le Domaine d'Omineca et le Domaine côtier. Dans la première description qui ait été faite du métamorphisme de la Cordillère canadienne, Monger et Hutchison (1971) ont reconnu qu'une grande partie des strates des domaines intermontagneux et insulaire appartiennent à des faciès inférieurs à celui des schistes verts, mais ils croyaient que la plus grande partie du Domaine de l'avant-pays n'avait pas été métamorphisée. De ce point de vue, le principal intérêt du présent chapitre et de la Carte métamorphique de la Cordillère canadienne qui l'accompagne (carte 1714A, en pochette) réside peut-être dans le fait qu'il permet de reconnaître la présence répandue de faciès inférieurs à celui des schistes verts dans les domaines de l'avant-pays et intermontagneux.

Dans le présent chapitre, les auteurs décrivent la classification des faciès et des zones métamorphiques, ainsi que le diagramme réactionnel sur laquelle elle s'appuie. Le métamorphisme de la Cordillère sera examiné d'est en ouest, en utilisant les cinq domaines géomorphologiques comme cadre général de référence. Rappelons d'ailleurs que le style métamorphique est un des critères discriminants utilisés pour la délimitation des domaines (voir le chapitre 2). L'attention sera portée principalement à la Cordillère méridionale, notamment au Domaine d'Omineca, parce qu'un grand nombre de travaux y ont été faits depuis 20 ans et que, pour une grande partie de la Cordillère, les données sur le métamorphisme se font rares ou inexistantes.

PARAMÈTRES DU MÉTAMORPHISME

Faciès et zones

La nécessité d'utiliser des données provenant de toutes sortes d'études, dont quelques-unes seulement portent principalement sur le métamorphisme, a été un facteur déterminant dans la délimitation des faciès et des zones du métamorphisme régional. En outre, les auteurs se sont efforcés de placer les limites à des positions compatibles avec les meilleures données expérimentales et thermodynamiques disponibles sur les minéraux critiques. Selon la qualité des données sur le métamorphisme, les faciès inférieurs à celui des schistes verts et les faciès des schistes bleus, des schistes verts, des amphibolites, des granulites et des éclogites ont été subdivisés en 22 zones ou combinaisons de zones qui sont décrites ci-dessous et représentées à la figure 16-1.

Métamorphisme nul

Aucun indice du développement de minéraux secondaires à l'échelle régionale, et peu ou pas d'indices de la maturation thermique de la matière organique. En particulier, la réflectance de la vitrinite (R_{max}) est inférieure à 0,38% et le charbon appartient au rang des lignites de l'ASTM (American Society for Testing and Materials).

Métamorphisme cryptique

Aucun minéral secondaire et aucun indice de reconstitution texturale n'ont été rapportés; la réflectance de la vitrinite est supérieure à 0,38%, ou les indices d'altération des conodontes sont plus grands que 1,0. Cette catégorie doit son existence à l'absence de données adéquates sur le métamorphisme.

Faciès à zéolites

Présence d'au moins un des minéraux suivants: analcime, laumontite, stilbite, wairakite ou heulandite-clinoptilolite. Sans reconstitution texturale, les minéraux repères se présentent sous forme de ciments, de remplissages de vésicules et de veines, et sous forme de minéraux de remplacement du verre volcanique et des feldspaths. En général, les roches semblent non métamorphisées et non déformées.

Faciès à prehnite-pumpellyite

Prehnite ou pumpellyite, ou les deux; épidote et chlorite fréquentes; absence de lawsonite, de zéolites et d'actinote. Aucune foliation ni reconstitution texturale importante. Dans les roches volcanogènes, la composition ignée

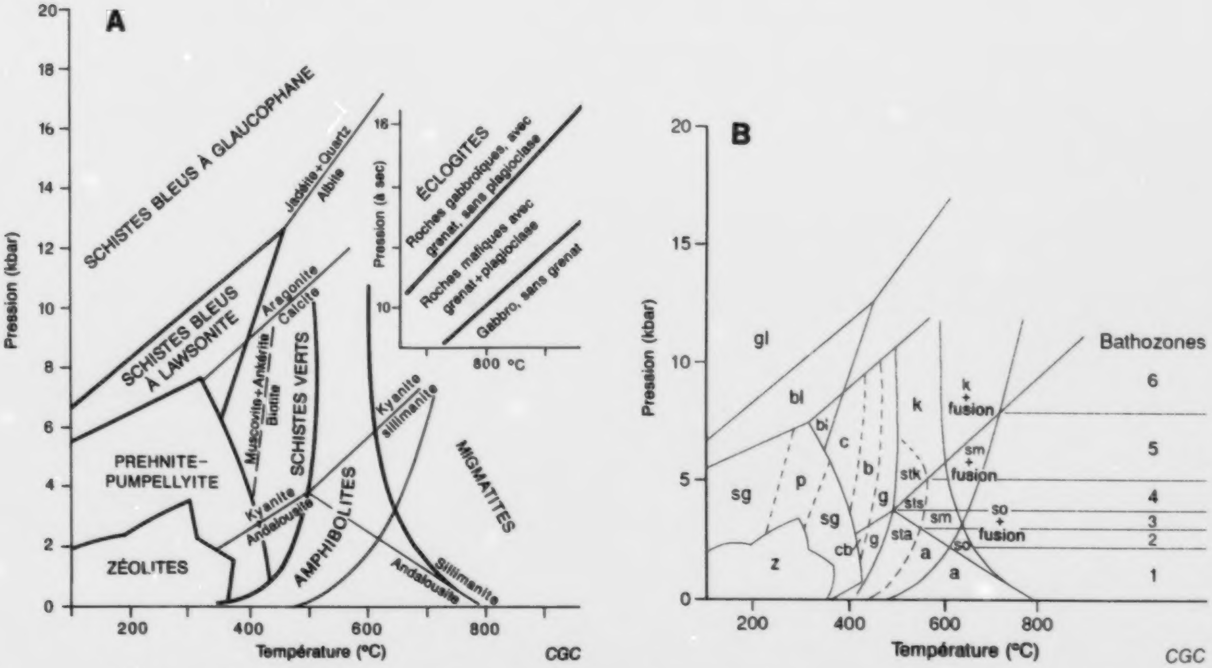


Figure 16-1. Diagrammes de pression-température montrant la position des principaux faciès métamorphiques, des zones métamorphiques et des bathozones indiqués sur la Carte métamorphique de la Cordillère canadienne (carte 1714A, en pochette). Les courbes ont été calculées à l'aide des programmes de Perkins et al. (1986) à partir de la base de données thermodynamiques UBCDATA (Berman et Brown, 1985; Berman, 1988). Les limites des champs de stabilité des granulites mafiques et des éclogites sont tirées de Ringwood (1972) et de Ringwood et Green (1966) et s'appliquent à des roches basaltiques en l'absence de vapeur d'eau. A. Limites des principaux faciès métamorphiques B. Zones métamorphiques et bathozones

originelle est préservée sous forme relique dans les phénocristaux de pyroxène, de hornblende et de plagioclase, mais pas dans les minéraux de la matrice.

Faciès inférieurs à celui des schistes verts

(Faciès à zéolites et à prehnite-pumpellyite non différenciés.) Suivant les cas, présence de zéolites, de prehnite, de pumpellyite, de chlorite, de mica blanc, d'épidote, d'albite et rarement de stilpnomélane. Absence de lawsonite et d'actinote. Aucune reconstitution texturale; des compositions ignées reliques sont fréquentes dans les phénocristaux.

Faciès des schistes bleus à lawsonite

Lawsonite avec, suivant les cas, prehnite, pumpellyite, chlorite, épidote (zoïsite) et soit aragonite soit calcite. Absence de glaucophane. Albite fréquente dans la partie de basse pression du faciès. L'association jadéite + quartz peut exister à des pressions plus élevées (fig.16-1), mais elle est rare dans les roches sans glaucophane de la Cordillère canadienne. Ces roches ne présentent aucune reconstitution texturale et pourraient être plus abondantes qu'il n'a été dit jusqu'ici, car la lawsonite est difficile à reconnaître.

Faciès des schistes bleus à glaucophane

Glaucophane avec, suivant les cas, pyroxène (jadéite), quartz, stilpnomélane et aragonite. Absence d'albite; roches fréquemment foliées.

Faciès des schistes verts

Zone à chlorite

Suivant les cas, présence de chlorite, d'albite, d'épidote (zoïsite), d'actinote et, localement, de stilpnomélane, de grenat manganésifère ou de chloritoïde. Absence de biotite et d'oligoclase. Foliation et reconstitutions texturales fréquentes; les phénocristaux ignés reliques sont rares.

Zone à biotite

Biotite et minéraux de la zone à chlorite. Foliation et reconstitution texturale répandues.

Zone à grenat

Grenat almandin, hornblende et minéraux des zones à chlorite et à biotite. Le plagioclase est normalement de l'albite.

Zones à chlorite et biotite, non divisées

Les données sont insuffisantes pour subdiviser les roches contenant biotite, chlorite et albite.

Schistes verts, non divisés

Présence de certains des minéraux suivants: grenat, biotite, chlorite, actinote et albite; les données sont insuffisantes pour subdiviser davantage ces roches. Épidote commune, avec mica blanc.

Faciès des amphibolites

Zone à staurotide-andalousite

Staurotide + andalousite, parfois avec cordiérite; grenat almandin, biotite, muscovite, amphibole et oligoclase ou plagioclase plus calcique, en combinaisons diverses. Généralement défini dans les roches pélitiques. La plupart des roches sont foliées ou schisteuses, ou les deux à la fois.

Zone à andalousite

Tous les minéraux de la zone à staurotide-andalousite sauf la staurotide.

Zone à staurotide-kyanite

Staurotide + kyanite, présence de chlorite; rarement du chloritoïde ou de la cordiérite; autres minéraux comme dans les roches de la zone à staurotide-andalousite.

Zone à kyanite

Tous les minéraux de la zone à staurotide-kyanite sauf la staurotide.

Zone à staurotide-sillimanite

Staurotide + sillimanite, avec grenat almandin, biotite, muscovite, amphibole et oligoclase ou plagioclase plus calcique en combinaisons diverses. Généralement définie dans les roches pélitiques. La plupart des roches sont foliées ou schisteuses, ou les deux à la fois.

Zone à sillimanite-kyanite

Kyanite + sillimanite (ou fibrolite), avec grenat almandin, biotite, muscovite, amphibole et oligoclase ou plagioclase plus calcique en combinaisons diverses; absence de staurotide.

Zone à sillimanite-muscovite

Sillimanite (ou fibrolite) avec grenat almandin, biotite, muscovite, amphibole et oligoclase ou plagioclase plus calcique en combinaisons diverses. Andalousite, kyanite ou staurotide, absente ou présente seulement sous forme de reliques métastables. Au degré de métamorphisme le plus élevé de la zone, production de pegmatites et de granites par fusion partielle et anatexie.

Zone à feldspath potassique

Feldspath potassique + sillimanite + quartz. Aucune coexistence de muscovite + quartz. Combinaisons communes de biotite, d'amphibole et de grenat. Fréquente dans les zones de schistes et de gneiss, associée à une pegmatite abondante et à des produits de fusion partielle.

Faciès des amphibolites, non différencié

Roches contenant des plagioclases au moins aussi calciques que l'oligoclase, combinés à de la biotite, de la muscovite, de la chlorite, de l'amphibole, du grenat ou de l'épidote. Occurrences isolées de kyanite, de sillimanite ou de staurotide.

Faciès des granulites

Occurences isolées de granulites mafiques anhydres. Clinopyroxène, orthopyroxène, hornblende, grenat (pyrope-almandin), plagioclase, perthite et antiperthite en combinaisons diverses.

Faciès des éclogites

Éclogites de type III, avec grenat (pyrope) et clinopyroxène (omphazite); présence occasionnelle d'orthopyroxène ou de quartz; absence de plagioclase. Ce faciès est typiquement surimprimé par des associations du faciès des schistes bleus à glaucophane et de la zone à chlorite.

Métamorphisme de combustion

Bocannes produites par la combustion naturelle de matières organiques et datant pour la plupart de l'Holocène.

Discussion

Dans une certaine mesure, la limite entre diagenèse et métamorphisme est arbitraire et largement fonction de la composition globale des roches. Les stratigraphes et les sédimentologues font relever de la diagenèse les processus de remplacement et de cimentation observés dans les roches miogéoclinales du Domaine de l'avant-pays, alors que les roches volcaniques et les sédiments volcanoclastiques de la partie occidentale de la Cordillère, auxquelles les données sur la maturation de la matière organique permet de supposer des conditions physiques semblables, contiennent des zéolites, de la prehnite ou de la pumpellyite, et sont considérées par les spécialistes de la pétrologie métamorphique comme des roches du métamorphisme faible. Sont considérées comme étant non altérées, les volcanites intercalées de sédiments contenant des charbons du rang des lignites (ASTM), de sédiments carbonés ayant une R_{max} inférieure à 0,38% et de roches dont l'indice d'altération des conodontes est de 1. En conséquence, ces paramètres de la maturité organique définissent la limite entre la diagenèse et le métamorphisme (tableau 16-2).

Afin de pouvoir subdiviser les faciès inférieurs à celui des schistes verts, il faut posséder des données sur la minéralogie des volcanites mafiques et des grauwackes, car ces roches sont plus susceptibles de contenir les associations de minéraux critiques. Cependant, comme ces roches sont les moins étudiées de toutes les roches de la Cordillère canadienne, la position de la limite entre le faciès à prehnite-pumpellyite et la zone à chlorite du faciès des schistes verts est souvent incertaine. Le faciès à pumpellyite-actinote n'est pas relevé séparément, bien qu'il existe sporadiquement dans les groupes de Chilliwack, de

Tableau 16-1. Symboles utilisés dans les figures

Faciès ou zone métamorphique		Minéraux/roches métamorphiques	
um	Métamorphisme nul	Ab	albite
y	Métamorphisme cryptique	Act	actinote
z	Faciès à zéolites	And	andalousite
p	Faciès à prehnite-pumpellyite	Ank	ankérite
sg	Faciès inférieurs à celui des schistes verts	Ant	antigorite
bl	Faciès des schistes bleus à lawsonite	ASK	polymorphe aluminosilicaté stable
gl	Faciès des schistes bleus à glaucophane	Bio	biotite
c	Zone à chlorite	Ca	calcite
b	Zone à biotite	Cord	cordiérite
cb	Zones à chlorite et à biotite	Diop	diopside
g	Zone à grenat	Dol	dolomite
gs	Faciès des schistes verts	Ep	épidote
st	Zone à staurotide	Fo	forstérite
sta	Zone à staurotide-andalousite	Gar	grenat
a	Zone à andalousite	Hbl	hornblende
stk	Zone à staurotide-kyanite	Ksp	feldspath potassique
k	Zone à kyanite	fusion	magma silicaté saturé en eau en équilibre avec les solides indiqués
sts	Zone à staurotide-sillimanite		
sk	Zone à disthène-sillimanite	Ms	muscovite
s	Zone à sillimanite	Phl	phlogopite
sm	Zone à sillimanite-muscovite	Plag	plagioclase
so	Zone à sillimanite-feldspath potassique	Q	quartzs
am	Faciès des amphibolites	Sill	sillimanite
■	Faciès des granulite	Trem	trémolite
▵	Faciès des éclogites	Ky	kyanite
✿	Métamorphisme de combustion	Chl	chlorite
		St	staurotide

Sylvester, de Bridge River et de Sicker, entre autres. Quelques occurrences locales de l'association barroisite + grenat + épidote + biotite + albite + quartz indiquent des conditions transitionnelles entre les faciès des schistes verts et des schistes bleus, mais cette association a été incluse dans le faciès des schistes verts.

À l'exception de la zone à chlorite, les roches dont la composition globale est pélitique et semipélitique contiennent les minéraux critiques les plus utiles pour la classification des roches métamorphiques dans les diverses zones des faciès des schistes verts ou des amphibolites. Dans le faciès des amphibolites, la présence de polymorphes aluminosilicatés combinée à la disparition de la staurotide permet, à l'aide des isogrades de l'andalousite, de la kyanite et de la sillimanite de définir des zones géobarométriquement significatives (fig. 16-1B; tableau 16-1). L'applicabilité de certains travaux expérimentaux sur la stabilité des associations à staurotide est incertaine, et ces associations sont confinées dans un intervalle de composition globale qui est étroit. Néanmoins, des zones à aluminosilicates avec et sans staurotide se reconnaissent dans les secteurs bien étudiés des domaines d'Omineca et de l'avant-pays. Les roches insuffisamment étudiées doivent être classées, faute de plus de précisions, dans des catégories générales telles que les faciès inférieurs à celui des schistes verts, le faciès des schistes verts et celui des amphibolites.

Diagramme réactionnel

Les limites des faciès et des zones métamorphiques indiquées sur la Carte métamorphique (carte 1714A, en pochette) ont été tracées, dans la mesure du possible, sur un diagramme réactionnel pression-température (fig. 16-1A; voir aussi le tableau 16-1). Nul compte n'a été tenu des effets de la variation de la composition du fluide interstitiel métamorphique ou des solutions solides impliquées. Malgré cette simplification, le diagramme réactionnel se révèle un cadre de référence assez utile pour l'étude des associations de minéraux, des zones et des faciès métamorphiques. Des estimations précises de la pression et de la température ne sont guère possibles que pour les roches dans lesquelles les minéraux en solutions solides ont fait l'objet d'études de géobarométrie et de géothermométrie approfondies; cela dit, le diagramme réactionnel permet de calculer des intervalles de pressions et de températures approximatifs pour les zones et les faciès métamorphiques.

La base de données ayant servi au calcul des réactions univariantes d'équilibre pour les faciès inférieurs à celui des schistes verts et pour le faciès des schistes bleus sur le diagramme réactionnel (fig. 16-2) est tirée de Berman et Brown (1985) et de Berman (1988). Toutes les positions des limites d'équilibre ont été calculées, sauf deux, à savoir celle du faciès des schistes bleus à glaucophane, qui est une adaptation de Carman et Gilbert (1983), et celle du faciès à prehnite-pumpellyite, tirée de Liou et al. (1985).

La figure 16-3 montre les domaines de pression-température des associations à haute température et quelques-unes des courbes d'équilibre à partir desquelles les limites des faciès ont été tracées. La limite entre les faciès des schistes verts et des amphibolites (fig. 16-1) a été placée là où une série de courbes passent près du point triple kyanite-sillimanite-andalousite. Ces réactions ne sont pas associées chimiquement les unes aux autres, mais peuvent servir à définir la limite dans des roches de composition globale très différente. Cette limite correspond à la limite supérieure du champ de stabilité de l'association antigorite + diopside dans les roches ultramafiques et les carbonates magnésiens pauvres en silice, et par la limite supérieure du champ de stabilité de la pyrophyllite dans les roches riches en aluminium mais pauvres en potassium, et par la disparition de la chlorite avec apparition de l'oligoclase en présence d'albite, d'actinote et d'épidote dans les roches mafiques (Apted et Liou, 1984). Les études de terrain concernant les roches pélitiques montrent que cette limite coïncide avec l'apparition de la staurotide. Dans la zone à biotite du faciès des schistes verts, l'équilibre entre la dolomite, le talc, le quartz, la trémolite et la calcite constitue une association indicative commode de la partie intermédiaire du faciès des schistes verts, même si la composition du fluide interstitiel CO_2-H_2O se modifie continuellement le long de la ligne d'équilibre. Cet équilibre, qui s'observe dans les sédiments calcareux et les roches ultramafiques,

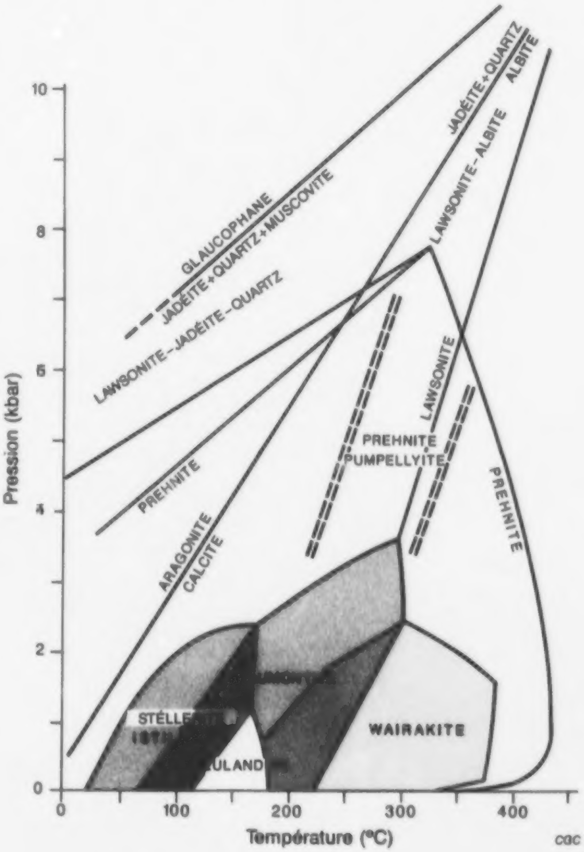


Figure 16-2. Limites des champs de stabilité des phases de basse température qui définissent certains faciès métamorphiques. Une explication des calculs concernant les réactions d'équilibre est donnée à la figure 16-1 et dans le texte. Les limites de l'association prehnite + pumpellyite (secteur ombré) sont approximatives, les données à ce sujet n'ayant pas encore été versées dans la base de données.

est situé à environ 50°C au-dessus du point d'apparition de la biotite dans les roches pélitiques.

Dans le faciès des amphibolites, la limite supérieure du champ de stabilité du clinochlore en présence de muscovite et de quartz sert pour sa part d'indicateur de la partie intermédiaire du faciès des amphibolites. Ce point de référence se trouve au milieu des zones à staurotide-aluminosilicates (sta, sts, stk), dans la même région générale où l'on place d'autres réactions marquées par la disparition de la chlorite dans les roches pélitiques (fig. 16-1B). Cet équilibre occupe presque la même position que la trace de l'équilibre univariant entre la trémolite, la calcite, le quartz, la diopside et la dolomite, de sorte que les mêmes conditions de faciès des amphibolites intermédiaire se reconnaissent dans les roches pélitiques et les roches riches en carbonates. La figure16-3 montre la limite supérieure du champ de stabilité de la staurotide avec muscovite et quartz, car elle semble plus proche des conditions déduites de la résorption de la staurotide dans les roches pélitiques que celles de la résorption plus simple de l'association staurotide + quartz. La première apparition de pegmatite d'anatexie abondante est représentée à la figure 16-3 par les courbes de fusion du système muscovite + quartz + albite + vapeur (Tracy, 1978), figuré ici par une courbe unique montrant l'équilibre entre la muscovite, le quartz, l'albite, le feldspath potassique, l'eau et le liquide.

La position de toutes les courbes dépend des décalages latéraux de l'effet de solution solide de chaque minéral, dûs notamment à la présence de composantes additionnelles dans la phase fluide. En outre, si une phase fluide n'était pas présente au cours du métamorphisme, l'activité des volatils pourrait avoir été inférieure à l'unité, ce qui aurait provoqué un déplacement considérable des équilibres. Néanmoins, la concordance générale et la cohérence interne des diagrammes que révèle leur utilisation dans l'élaboration de la carte métamorphique de la Cordillère, indiquent qu'une telle représentation est suffisante à cette échelle de travail.

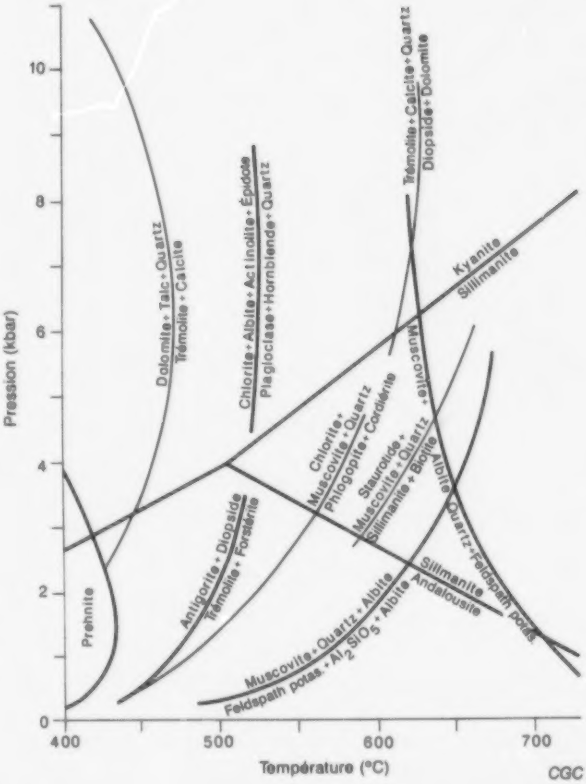


Figure 16-3. Diagramme de pression-température montrant les réactions d'équilibre utilisées pour définir les limites des faciès des schistes verts et des amphibolites. Une explication des calculs concernant les réactions d'équilibre est donnée à la figure 16-1 et dans le texte.

Métamorphisme et maturation organique

Le calcul des variables majeures du métamorphisme, comme la pression et la température, dans les roches faiblement métamorphisées, se fait normalement à partir des équilibres minéralogiques (Zen et Thompson, 1974, et références citées). Depuis un certain temps, toutefois, on emploie aussi des méthodes qui considèrent le degré de conversion de la matière d'un état plus métastable à un état moins métastable. Bien que ces méthodes soient fonction de la cinétique, un certain nombre d'études entreprises en laboratoire et sur le terrain ont montré que la variable prédominante est la température, plutôt que la pression ou la composition des fluides. Ces méthodes sont les suivantes: la cristallinité de l'illite (Kubler, 1967); la couleur des conodontes ou indice d'altération des conodontes (Epstein et al., 1977); la couleur des palynomorphes ou indice d'altération thermique (Staplin, 1977); la catagenèse des matières organiques solides (kérogènes) (Bostick, 1979), exprimée par le rang ASTM du charbon (Hacquebard et Donaldson, 1974), la réflectance de la vitrinite (R_{max}) (Teichmuller et Teichmuller, 1979) et l'altération des matières organiques solides dans les graptolites (F. Goodarzi et B.S. Norford, 1985).

Dans les plaines du sud de l'Alberta, les données sur le rang ASTM ou la réflectance de la vitrinite sont suffisantes pour tracer des courbes équidistantes de 0,05% (Carte métamorphique, 1714A, en pochette). Les isoplèthes du rang (isorangs) et les isoplèthes de la réflectance (isoréflectances) sont basées sur des données provenant d'échantillons prélevés à moins de 100 m de la surface actuelle dans les plaines de l'Alberta. Dans le Domaine de l'avant-pays, les isoplèthes de la réflectance de 0,5, 0,7, 1,1, 1,5 et 2,0% coïncident approximativement avec les limites des principaux rangs du charbon, de sorte que les données sur le rang du charbon et sur la réflectance de la vitrinite peuvent être portées sur une même courbe. Les courbes étant irrégulières et distantes les unes des autres, il est possible d'utiliser des données recueillies en profondeur et de les projeter, selon le pendage, jusqu'à la surface. Les courbes, comme les isogrades, indiquent la distribution de «zones métamorphiques», ainsi que la direction de la variation du «degré de métamorphisme» au sein des roches faiblement métamorphisées.

La corrélation du faciès à zéolites, du faciès à prehnite-pumpellyite et du faciès des schistes verts avec la cristallinité de l'illite, les polytypes argileux, la réflectance

de la vitrinite, l'indice d'altération de la couleur des conodontes et l'indice d'altération thermique des palynomorphes est complexe (Kisch, 1987). Des études sur la cristallinité de l'illite, comme celles de Hoffman et Hower (1979) au Montana, ont été faites à quelques endroits dans la Cordillère canadienne (p. ex., McMechan et Price, 1982; Hutcheon et al., 1980). Cependant, étant donné la faible couverture géographique de ces études et les problèmes posés par l'interprétation de la cristallinité de l'illite (Hutcheon et al., 1980), il n'en a pas été tenu compte ici. Des données (indice d'altération thermique, indice d'altération des conodontes, rang ASTM du charbon et réflectance de la vitrinite) sur la maturité organique ont été recueillies sur de vastes étendues de la Cordillère canadienne. Les travaux menés par England (1984) sont les plus importants à l'échelle régionale, car ils couvrent le bassin sédimentaire de l'Ouest du Canada dans les contreforts des Rocheuses (Foothills) et les plaines de l'Alberta au sud de 52°N.

Parmi les milliers de valeurs de la maturité organique qui ont été colligées dans la présente compilation, certaines proviennent de roches dont les compositions globales permettent de déterminer le faciès métamorphique. Les corrélations ainsi établies entre la maturité et le métamorphisme corroborent et complètent celles que nous devons à de rares études, comme celle de Kisch (1981). Étant donné que la base de données est limitée, la corrélation des subdivisions métamorphiques et des paramètres de la maturité organique donnés au tableau 16-2 est beaucoup moins certaine que les corrélations établies entre les divers paramètres de la maturité organique, qui proviennent en grande partie de Teichmuller et Teichmuller (1979) et de Higgins et al. (1985).

DOMAINE DE L'AVANT-PAYS ET PARTIE ADJACENTE DE LA PLATE-FORME DE L'INTÉRIEUR

Les roches présentes dans les Foothills du Domaine de l'avant-pays et dans la partie adjacente de la Plate-forme de l'Intérieur ne présentent ni reconstitution de la texture ni foliation, et les changements minéralogiques sont généralement attribués à la diagenèse. Dans la partie ouest du Domaine de l'avant-pays, le métamorphisme régional semble être contrôlé par la stratigraphie et associé à la profondeur d'enfouissement; les roches pélitiques présentent typiquement un clivage ardoisier. En général, le métamorphisme des roches précambriennes s'élève jusqu'aux zones à chlorite ou à biotite, sauf dans deux localités de faible étendue, l'une dans le chaînon Deserters le long du sillon des Rocheuses du Nord, et l'autre à l'est du Gneiss de Malton le long du sillon des Rocheuses du Sud, où les roches appartiennent au faciès des amphibolites et se comparent, par le style métamorphique, aux roches de la région adjacente du Domaine d'Omineca dont il sera question plus loin dans le présent chapitre.

Plate-forme de l'Intérieur

Dans le synclinal d'Alberta, les sédiments du Crétacé et du Tertiaire inférieur contiennent localement des zéolites. Des grès à ciment de heulandite-clinoptilolite se rencontrent dans les formations de Paskapoo et de Bearpaw, et dans le Groupe de Wapiti jusqu'à 55°N (Carrigy et Mellon, 1964; Carrigy, 1971; Kramers et Mellon, 1972). Des filons houillers intercalés de grès à zéolites ont une R_{max} de 0,45 à 0,55 %, ce qui est dans l'intervalle de réflectance de la vitrinite des roches du faciès à zéolites dans la partie ouest de la Cordillère canadienne. Dans le synclinal d'Aberta, la plupart des sédiments du Crétacé et du Tertiaire inférieur contiennent des carbonates, de l'illite, de la montmorillonite, de la chlorite et des minéraux argileux interstratifiés (typiques mais non pas diagnostiques du faciès à zéolites) et des charbons dont le rang varie de subbitumineux C à bitumineux B très volatil (bien à l'intérieur de l'intervalle des roches du faciès à zéolites; tableau 16-2).

Au nord de l'arche de Peace River et à l'est du fleuve Mackenzie, des données sporadiques sur la maturité organique provenant des roches de couverture du Crétacé et du Tertiaire inférieur indiquent la présence de lignite, caractéristique des roches non métamorphisées. Cependant, le rang du charbon et les valeurs de la réflectance de la vitrinite dans la couverture augmentent très rapidement en direction du delta du Mackenzie, pour atteindre des valeurs typiques des roches du faciès à zéolites. Dans un grès de la Formation de Moose Channel, de l'analcime est présente à la fois sous forme de remplacement du quartz et du feldspath et sous forme de ciment (Holmes et Oliver, 1973); les charbons qui se trouvent à proximité sont de type subbitumineux A très volatil (R_{max} de 0,60 à 0,76 %).

Le socle paléozoïque affleure sur une vaste étendue dans la région de Fort Simpson. Au nord-ouest de Fort Simpson, des filons houillers du Dévonien situés à une profondeur d'environ 455 m donnent des valeurs de R_{max} allant de 2,83 à 3,09 % (Gunther et Meijer-Drees, 1977), ce qui implique que les roches dévoniennes qui se trouvent actuellement en surface ont été métamorphisées jusqu'au faciès à prehnite-pumpellyite. Les valeurs de la réflectance de la vitrinite diminuent vers l'est jusqu'à des valeurs typiques du faciès à zéolites. Le socle paléozoïque réapparaît en surface le long et à l'est du fleuve Mackenzie, en aval de Fort Norman, sans toutefois livrer quelque donnée que ce soit sur le métamorphisme ou la maturité organique, à l'exception d'un bitume avec une R_{max} de 0,96 % (Norris et Cameron, 1986). Cette vaste région a dû subir un métamorphisme cryptique.

Jusqu'à tout récemment, il était généralement admis que, dans les plaines de l'Alberta et la partie adjacente du Domaine de l'avant-pays, le rang du charbon augmentait généralement d'est en ouest avec la profondeur d'enfouissement stratigraphique (Hacquebard et Donaldson, 1974). England (1984) a montré que cette augmentation est irrégulière et que plusieurs anomalies régionales d'orientation est à nord-est déforment les courbes de la maturité organique. Il a montré aussi que la distribution des valeurs de la maturité organique est due à des processus de l'Éocène tardif. Ces anomalies reflètent en partie les gradients géothermiques actuels du bassin d'Alberta. D'après Lam et Jones (1984), les gradients géothermiques actuels sont influencés par l'écoulement des eaux souterraines, lui-même subordonné à la topographie actuelle, par les failles dans le socle précambrien et par les apports de chaleur en provenance du socle précambrien, dans lequel des zones de flux thermique élevé coïncident avec des anomalies magnétiques positives. La zone de maturité élevée, partiellement définie, qui traverse la rivière de la Paix en direction du nord-est se trouve sur le flanc sud d'une anomalie magnétique

positive qui est elle aussi orientée vers le nord-est et recoupe la rivière de la Paix. La zone de maturité maximale, à orientation nord-est, se terminant au sud du Petit lac des Esclaves correspond à un certain nombre de petites anomalies magnétiques positives situées entre Hinton et les collines Swan au sud du Petit lac des Esclaves. La zone de maturité élevée qui traverse Edmonton coïncide avec une anomalie magnétique positive dans le socle. Le renflement vers l'est des isoplèthes de la réflectance à travers et au nord d'une ligne passant par Medicine Hat et Lethbridge a une position et une orientation qui coïncident avec un rift précambrien enfoui que Kanasewich et al. (1969) ont délimité. L'étroite correspondance entre la structure du socle, les anomalies magnétiques positives et la maturité organique suggère que les propriétés du socle précambrien ont exercé un contrôle plus important sur la maturité organique que la topographie actuelle. La distribution des valeurs de la maturité organique pourrait avoir été aussi irrégulière dans le Domaine de l'avant-pays, mais des failles et des plis l'ont embrouillée.

Domaine de l'avant-pays

À l'exception de quelques culminations métamorphiques sur la bordure sud-ouest du Domaine de l'avant-pays, la majeure partie du domaine a subi un faible métamorphisme régional attribué à l'enfouissement (Kalkreuth et McMechan, 1984). Les roches précambriennes appartiennent généralement au faciès des schistes verts, et les roches plus jeunes, à des faciès inférieurs. À l'échelle locale, les courbes de maturité organique des roches mésozoïques et paléozoïques sont presque parallèles aux contacts stratigraphiques, tandis qu'à l'échelle régionale, elles les recoupent.

Tableau 16-2. Corrélations entre le rang du charbon, la teneur en carbone fixe (C fixe) (en % ou en BTU/lb), de la réflectance de la vitrinite (Rmax), l'IAT, l'IAC et les faciès ou zones métamorphiques

Rang du charbon	C fixe	Rmax	IAT	IAC	Faciès ou zones métamorphiques
				7.0	//////////////
					Zones à biotite et à grenat
				6.0	//////////////
					Zone à chlorite
				5.0	
					//////////////
				5.0	
Méta-anthracite					
	98	4.00	4.0	4.0	
Anthracite					Faciès prehnite-pumpellyite
	92	3.00			
Semi-anthracite					
	86	2.05	3.75		
Bitumineux peu volatil				3.5	//////////////
	78	1.50	3.5	3.0	
Bitumineux moyennement volatil					
	69	1.10	3.0	2.0	
Bitumineux A très volatil					
BTU/lb*	14 000	0.71	2.75		
Bitumineux B très volatil					
	13 000	0.57	1.5		Faciès à zéolites
Bitumineux C très volatil					
	11 500	0.47	2.5		
Subbitumineux A					
	10 500				
Subbitumineux B					
	9 500	0.43			
Subbitumineux C					
	8 300	0.38	2.25	1.0	//////////////
Lignite A					
	6 300				Métamorphisme nul
Lignite B					

* En BTU/lb à l'état humide et exempt de matières minérales

Les quelques études ayant été faites sur les sédiments volcanoclastiques du Mésozoïque, comme ceux du Groupe de Blairmore, révèlent que ces roches appartiennent au faciès à zéolites (Ghent et Miller, 1974; Pearce, 1970). La heulandite-clinoptilolite, la laumontite et l'analcime servent de ciments et remplacent en partie les grains de feldspath détritiques albitisés. Malgré l'absence de zéolites ailleurs dans le Domaine de l'avant-pays, la majeure partie des roches mésozoïques sont attribuées au faciès à zéolites, car presque toutes les valeurs de R_{max} sont comprises entre 0,38 à 2,05 %. Il existe pourtant certaines exceptions, notamment une vaste région de roches mésozoïques dans les Foothills à l'ouest de Fort Nelson et de Dawson Creek. À cet endroit, la Formation de Buckinghorse du Crétacé inférieur donne des valeurs dispersées (de 2,20 à 2,53 %) de la réflectance de la vitrinite; de l'anthracite se rencontre dans la Formation de Pardonnet du Trias supérieur (D.F. Scott, communication personnelle, 1985) et les indices d'altération des conodontes mesurés sur des roches triasiques du canyon de la Liard vont de 3 à 4,5. En outre, les strates du Trias et quelques strates du Crétacé inférieur appartiennent probablement au faciès à prehnite-pumpellyite. Près de Banff, la partie inférieure de la Formation de Mist Mountain (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur), dans le bassin houiller des Cascades, donne des valeurs de R_{max} supérieures à 2 % (Gibson, 1985), ce qui indique que ces roches appartiennent elles aussi au faciès à prehnite-pumpellyite.

Dans les roches paléozoïques du Domaine de l'avant-pays, les indices d'altération des conodontes varient de 3,5 à 5, ce qui est typique du faciès à prehnite-pumpellyite ailleurs dans la Cordillère canadienne. La plupart des roches paléozoïques du Domaine de l'avant-pays appartiennent vraisemblablement au faciès à prehnite-pumpellyite. Toutefois, faute de compositions globales adéquates, aucune association du faciès à prehnite-pumpellyite n'a été reconnue, à l'exception des dykes de métadiabase à prehnite qui recoupent le Groupe de McKay et la Formation de Glenogle à environ 30km au nord de Fernie (Mott, 1989). À la grandeur du Domaine de l'avant-pays, sont dispersées des métavolcanites mafiques renfermant l'association chlorite-épidote-albite-calcite-quartz, comme la Formation de Skoki (Ordovicien), près de la carbonatite d'Aley au nord-est du lac Williston (Mader, 1987). Cette association dépourvue d'actinote est typique des métavolcanites mafiques de ce domaine et suggère que les roches appartiennent au faciès à prehnite-pumpellyite. Cependant, les données sur la maturité organique permettent de distinguer au moins trois régions de faible maturité organique qui indiquent la présence du faciès à zéolites. La plus vaste de ces régions se trouve à l'ouest de la confluence des rivières South Nahanni et Liard, où la Formation de Mattson du Mississippien et les strates environnantes présentent des valeurs de R_{max} (Read et al., 1991a), des rangs du charbon (ASTM) (Hacquebard et Barss, 1957) et des indices d'altération thermique (J. Utting, communication personnelle, 1983) dans l'intervalle des valeurs des roches typiques du faciès à zéolites. Au sud, dans le canyon de la Liard, les roches triasiques et paléozoïques affichent des indices d'altération des conodontes de 3 à 5 tandis qu'au nord, le long et au nord de la rivière South Nahanni, les roches paléozoïques produisent un indice de 5 qui les place d'emblée dans le faciès à prehnite-pumpellyite. Plus loin au nord-ouest, des roches de la Formation d'Imperial du Dévonien supérieur présentent des valeurs de R_{max} de 0,6 à 0,9 % et des indices d'altération thermique de 3; elles affleurent sur la bordure nord-est des monts Mackenzie (Braman, 1981;Read et al., 1991a) et indiquent que la partie supérieure de la succession paléozoïque se trouve dans le faciès à zéolites. Des données dispersées révèlent que la réflectance de la vitrinite augmente rapidement vers le sud jusqu'à un R_{max} supérieur à 2 %, et les roches paléozoïques atteignent probablement le faciès à prehnite-pumpellyite près de la zone axiale métamorphique des monts Mackenzie. Dans le Domaine de l'avant-pays, la plus petite région connue de roches du faciès à zéolites se trouve à l'ouest ou au nord-ouest de Hinton, où des digitations tectoniques constituées de roches du Dévonien supérieur et du Mississippien contiennent des conodontes dont les indices d'altération vont de 1,5 à 3,5 (Higgins et al., 1985).

Les roches précambriennes du Domaine de l'avant-pays appartiennent typiquement aux zones à chlorite et biotite dans le sud de la Cordillère canadienne, au faciès à prehnite-pumpellytite, à la zone à chlorite et, localement, à la zone à biotite, au nord. Dans les régions étudiées, le degré de métamorphisme augmente avec la profondeur d'enfouissement stratigraphique. Au Yukon, la Formation de Neruokpuk, qui constitue la zone axiale précambrienne des monts British, atteint la zone à chlorite. Dans le dôme de Coal Creek, dans le sud des monts Ogilvie, la séquence inférieure de phyllade et métasiltstone est mise en corrélation avec le Supergroupe de Wernecke et atteint la zone à chlorite (et, localement, la zone à biotite?). Au-dessus, les roches carbonatées du Groupe de Pinguicula, qui ont 2 500 m d'épaisseur, sont surmontées par des volcanites à prehnite-pumpellyite de l'assemblage de rift de Harper (Roots, 1987). La présence, autour du dôme, de localités dispersées où les conodontes présentent des indices d'altération de 4 à 6 indique que la succession paléozoïque appartient probablement au faciès à prehnite-pumpellyite. Dans le centre est du Yukon, le métamorphisme du Supergroupe de Wernecke va de la zone à biotite, dans les niveaux stratigraphiques inférieurs, à la zone à chlorite, dans les niveaux supérieurs (Delaney, 1985). Au sud-est, le Groupe de Rapitan du Protérozoïque supérieur appartient vraisemblablement au faciès à prehnite-pumpellyite, à en juger par les descriptions qui en ont été faites ici et là.

DOMAINE D'OMINECA

Les roches du Domaine d'Omineca, qui comprennent les complexes de Shuswap et de Wolverine, ont été métamorphisées principalement au Jurassique moyen. Par endroits, il existe des indices d'un métamorphisme au Précambrien dans le Complexe de Monashee, d'un métamorphisme antérieur au Mississippien tardif dans l'arc de Kootenay, d'un métamorphisme de basse température et de haute pression au Permien(?) tardif dans les terranes accrétés du sud du Yukon, et d'un métamorphisme au Trias tardif(?)-Jurassique précoce dans les terranes accrétés du sud-ouest du Yukon. Au Crétacé moyen, le métamorphisme a accompagné la mise en place de volumes considérables de roches granitiques dans la chaîne Columbia, la chaîne Cassiar, les monts Pelly et la chaîne Selwyn. L'Éocène a été caractérisé par un flux thermique élevé, un plutonisme de faible profondeur et un soulèvement considérable.

Des études détaillées ont été faites sur le métamorphisme barrovien qui a affecté le Domaine d'Omineca dans les chaînes Cariboo et Columbia. L'intégration des études métamorphiques et structurales a beaucoup contribué à la formulation des concepts de l'évolution tectonique dans l'est de la Cordillère.

Précambrien

Complexe de Monashee

Dans le noyau gneissique du Complexe de Monashee, le métamorphisme s'élève jusqu'à l'association feldspath potassique + sillimanite au dôme de Thor-Odin, et jusqu'à l'association feldspath potassique + kyanite au dôme de Frenchman Cap, avec des occurrences répandues de kyanite, de staurotide et d'une association tardive à andalousite + cordiérite + gédrite. L'âge des associations du faciès des amphibolites à sillimanite demeure incertain en raison de la prédominance du métamorphisme jurassique et de la remise au zéro des systèmes de datation K/Ar au Tertiaire, qui ont eu des effets marqués. Selon Duncan (1982), la migmatisation des gneiss du socle est survenue vers 950 Ma, et la première phase de déformation a été accompagnée d'un métamorphisme au faciès des amphibolites à sillimanite. Okulitch (1984) appuie lui aussi la thèse d'un métamorphisme précambrien. Cependant, Brown et al. (1986) suggèrent que toutes les structures et tout le métamorphisme peuvent être rapportés à des événements du Mésozoïque.

Complexe d'Okanagan

Le Complexe d'Okanagan (Okulitch, 1984) contient des roches du socle gneissique du Protérozoïque, qui affleurent dans des culminations en forme de dômes (Gneiss de Trail, Simony, 1979; dômes de Valhalla et de Kettle, Reesor, 1965; Cheney, 1980). Ces roches, dont certaines remontent au Protérozoïque précoce, indiquent des températures maximales de 700°C et des pressions maximales de 6 kbar (6×10^5 kPa), accompagnées localement de migmatisation. Cependant, on ne sait pas au juste quelle proportion du métamorphisme élevé date du Précambrien, vu l'importance de la surimpression jurassique; il n'a pas non plus été démontré quel volume de ces roches dérive du craton nord-américain et quel volume provient d'une croûte continentale exotique sous-jacente qui a subi un transport tectonique au Mésozoïque.

Paléozoïque (avant le Mississippien tardif)

Terrane de Kootenay

Les indices du métamorphisme paléozoïque sont sporadiques dans le Domaine d'Omineca, mais Read (1973) a reconnu des vestiges d'une minéralogie de la zone à chlorite dans des clastes foliés sans orientation déterminée à l'intérieur d'un conglomérat situé à la base du Groupe de Milford (Mississippien supérieur). La matrice du conglomérat contient des minéraux de la zone à chlorite qui sont orientés parallèlement aux foliations associées à la déformation mésozoïque; ainsi, les roches actuellement présentes dans le nord de l'arc de Kootenay ont été métamorphisées avant le Mississippien tardif au moins jusqu'à la zone à chlorite, et de nouveau au Jurassique moyen, jusqu'à la zone à chlorite. Selon Brown et al. (1986), Brown et Read (1983) et Read et Brown (1981), ces roches ont subi leur métamorphisme paléozoïque avant le Jurassique moyen, c'est-à-dire avant d'être transportées jusqu'à leur position actuelle sur le décollement de Monashee; elles se trouvaient alors à au moins 80 km plus à l'ouest.

Paléozoïque (Permien)

Plus d'une douzaine de lentilles d'éclogite ont été reconnues à huit localités dans l'Allochtone d'Anvil du terrane de Slide Mountain et dans les roches spatialement associées de part et d'autre du sillon de Tintina (Erdmer, 1987; Erdmer et Helmstaedt, 1983). L'analyse K/Ar et Rb/Sr des minéraux des schistes bleus provenant de ces lentilles d'éclogite les situe au Permien tardif(?) (P. Erdmer et R.L. Armstrong, communication personnelle, 1987). Ces lentilles sont présumées s'être formées dans un complexe de subduction à une profondeur de 40 km ou plus, pour plus tard s'incorporer aux nappes de charriage légèrement inclinées qui recouvrent actuellement les roches miogéoclinales.

Trias tardif (230-214 Ma)

Terranes de Cariboo, de Dorsey(?), de Nisling et de Nisutlin

Au cours de l'intervalle du Trias au Jurassique initial, un métamorphisme régional a affecté les terranes de Cariboo, de Nisling et de Nisutlin, et peut-être aussi le terrane de Dorsey. Le métamorphisme du terrane de Nisling a atteint localement le faciès des amphibolites, mais le métamorphisme le plus étendu a produit des associations du faciès des schistes verts dans le terrane de Nisutlin et peut-être aussi dans le terrane de Dorsey. Par endroits, les sédiments du Trias tardif contiennent des clastes de roches métamorphiques du faciès des schistes verts, qui proviennent en partie du terrane de Nisutlin (Tempelman-Kluit, 1979). Cependant, l'épisode majeur de métamorphisme régional dans les terranes du Yukon remonte au Jurassique précoce (Tempelman-Kluit, 1976) et pourrait correspondre à la mise en place, au Jurassique moyen, de la Quesnellie dans le sud du Domaine d'Omineca.

Jurassique moyen (200-155 Ma)

Le métamorphisme le plus élevé qui ait été reconnu dans le Domaine d'Omineca remonte au Jurassique moyen; il est présumément lié à l'arrivée du superterrane intermontagneux à la marge du continent nord-américain. Les roches continentales et les terranes péricratoniques coïncés entre le continent et la Quesnellie s'approchant (terrane de Kootenay, terrane de Cassiar) ont alors été déformés, transportés, métamorphisés et soulevés.

Transition entre le Domaine d'Omineca et le Domaine de l'avant-pays

La limite entre le Domaine de l'avant-pays et le Domaine d'Omineca ne se situe pas à l'aplomb de la zone de transition entre les faciès de métamorphisme faible et de métamorphisme élevé. Plusieurs régions de métamorphisme élevé dans les chaînons Park et Deserters et le long de la Hart Highway, à proximité du Complexe de Ice

River par exemple, se situent à l'intérieur du Domaine de l'avant-pays, le long de sa bordure ouest. Quelques régions à l'intérieur du Domaine d'Omineca, comme l'anticlinorium de Purcell et de larges secteurs à l'est de la faille de Tintina dans le centre du Yukon, n'ont été soumises qu'à un métamorphisme de la zone à chlorite ou de faciès inférieurs à celui des schistes verts.

Dans le Domaine de l'avant-pays, environ 40 km au sud-est de Golden, Currie (1975) a observé la présence, à l'échelle régionale, de trémolite, de biotite et de chlorite dans la Formation de Chancellor, loin du Complexe d'Ice River. Dans le sud des chaînons Park, Craw (1978) a comparé les conditions du métamorphisme de part et d'autre de la faille de Purcell, qui à cet endroit marque la limite occidentale du Domaine de l'avant-pays; il a mis en évidence un déplacement vertical postmétamorphique de l'ordre de 7 à 10 km (2-3 kbar) (fig. 16-4). En considérant le fait que la staurotide disparaît à l'intérieur de la zone à kyanite à l'ouest de la faille et qu'elle persiste jusqu'à l'intérieur de la zone à sillimanite à l'est de la faille, et en se basant aussi sur la géothermométrie, il a conclu à un déplacement du compartiment ouest en direction du sud-est. Ferri (1984) a tracé l'isograde du grenat de part et d'autre de la limite entre les deux domaines, sans observer de décrochement le long du sillon des Rocheuses du Sud.

Au nord-ouest, le chaînon Deserters constitue l'une des rares culminations structurales des Rocheuses où affleurent des roches du faciès des amphibolites (Evenchick, 1988). Le degré de métamorphisme augmente avec la profondeur stratigraphique, passant du faciès des schistes verts dans les plus hautes strates du Supergroupe de Windermere (Groupe de Misinchinka) qui affleurent, jusqu'à la zone à kyanite + grenat + biotite juste au-dessus du socle cristallin. Les zones à chlorite, à biotite, à grenat

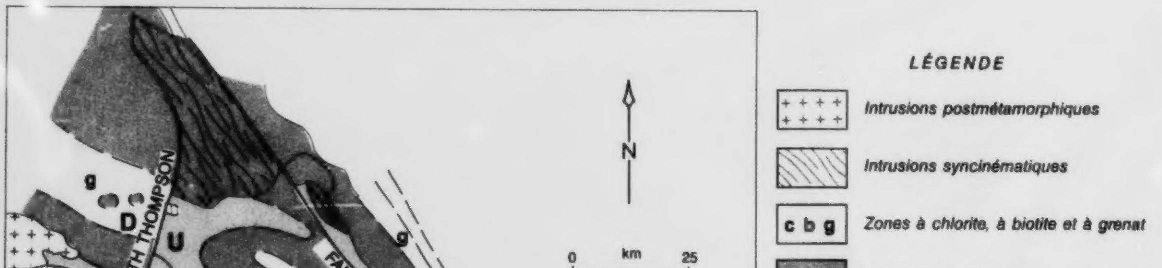


Figure 16-4. Carte métamorphique de la partie nord de l'arc de Kootenay et du Complexe de Monashee. Le jeu des failles de Purcell, de North Thompson et d'Argonaut Mountain a formé un bloc allongé vers le nord-ouest qui a été soulevé verticalement de 3 à 10 km le long des failles postmétamorphiques. Au sud-ouest, les failles d'Argonaut Mountain et du Columbia délimitent un bloc effondré. Les secteurs renfermant des roches à staurotide ou des roches dépourvues de staurotide mais à kyanite sont ombrés de façon à mettre en évidence la position de l'isograde de disparition de la staurotide par rapport à l'isograde de disparition de la kyanite. La position de la coupe X-X est celle de la coupe dressée par Craw (1978) pour montrer la différence de pression de part et d'autre de la faille de Purcell.

+ staurotide + biotite, et à kyanite + grenat + biotite sont suffisamment distinctes pour être cartographiées comme telles. Dans les roches structuralement les plus basses, une orthoamphibole coexiste avec la kyanite, le grenat, la staurotide, la biotite, le plagioclase et le quartz. Les associations indiquent des conditions de pression-température situées dans la bathozone 5 ou 6 (Carmichael, 1978) (fig. 16-1B); les roches les plus métamorphisées sont associées à des températures comprises entre 550 et 650°C et à une pression supérieure à 7,5 kbar (7,5 x 10^5 kPa).

Un événement thermique de l'Éocène a remis à zéro les systèmes de datation K/Ar des roches métamorphiques dans les chaînons qui flanquent le sillon des Rocheuses du Nord. Cette remise à zéro de l'horloge isotopique n'a pas affecté les âges K/Ar obtenus sur une phyllade à muscovite et chloritoïde dans le Groupe de Misinchinka le long de la Hart Highway, qui s'échelonnent de 118 à 121 Ma; cela indique que le métamorphisme remonte au moins au Crétacé précoce.

Dans le Domaine d'Omineca, à l'ouest et au sud de Golden, l'anticlinorium de Purcell laisse paraître une petite partie du protocontinent nord-américain. Le métamorphisme passe vers l'ouest aux zones à chlorite et à biotite, sans égard à la profondeur stratigraphique (Root, 1987), et la région a été affectée par un métamorphisme qui pourrait être contemporain d'un métamorphisme élevé observé plus à l'ouest.

Dans le centre du Yukon, un vaste segment du Domaine d'Omineca appartenant au protocontinent nord-américain s'étend à l'est de la faille de Tintina. Dans cette région constituée de roches de la zone à chlorite et de faciès inférieurs à celui des schistes verts, se distinguent trois culminations métamorphiques: le Batholite d'Anvil et son auréole, une culmination à l'est de Keno Hill et une autre à 100 km au nord-est du lac Watson. Elles sont spatialement associées à des intrusions autour desquelles se développent trois anneaux concentriques de zones métamorphiques: ce sont, de la périphérie vers le centre, la zone à biotite, la zone à grenat et la zone à staurotide-andalousite, ou à sillimanite dans le cas de l'auréole d'Anvil. Pour ce qui est de la culmination d'Anvil, la température et la pression ont atteint 600-620°C et 3 kbar (3 x 10^5 kPa) au plus fort du métamorphisme; cet épisode de métamorphisme maximal a été immédiatement suivi d'un soulèvement régional de 10 km et d'un épisode d'érosion qui a précédé l'extrusion des Volcanites de South Fork au Crétacé moyen (Smith et Erdmer, 1991). Ces roches volcaniques sont de vastes lambeaux d'érosion abaissés par des failles, qui datent du Crétacé moyen (Gordey, 1988) et qui appartiennent probablement au faciès à zéolites.

Terrane de Slide Mountain

Dans le terrane de Slide Mountain de la chaîne Cariboo, le métamorphisme s'échelonne de faciès inférieurs à celui des schistes verts jusqu'à la zone à staurotide-kyanite (Struik, 1980, 1986a). Les isogrades du métamorphisme recoupent clairement le décollement basal plissé et métamorphisé du terrane, ce qui indique que le métamorphisme est postérieur à l'obduction.

Dans la chaîne Cassiar, l'Allochtone de Sylvester du terrane de Slide Mountain contient des associations des zones à prehnite-pumpellyite, à pumpellyite-actinote et à chlorite qui présentent des indices d'altération des conodontes plus élevés que ceux des roches miogéoclinales sous-jacentes. Dans cette région, le métamorphisme régional du terrane de Slide Mountain est antérieur à la mise en place des roches sur les strates miogéoclinales.

Partie sud du Domaine d'Omineca

Dans sa partie sud, le Domaine d'Omineca est constitué de roches métamorphiques à sillimanite du Complexe de Monashee, qui forment des culminations sous le décollement de Monashee et d'autres décollements. Le décollement de Monashee limite le Complexe de Monashee à sa base, qu'il sépare des strates intensément déformées allant de la zone à chlorite à la zone à sillimanite, lesquelles strates forment l'arc de Kootenay dans la chaîne Selkirk à l'est et se prolongent dans la direction des couches jusque dans la chaîne Cariboo au nord-ouest.

Complexe de Monashee

Les roches très métamorphisées du Complexe de Monashee sont enveloppées par des zones de cisaillement mylonitiques du Crétacé tardif et de formation antérieure qui font partie du décollement de Monashee; elles sont flanquées par des failles de distension du Tertiaire précoce qui appartiennent aux zones de failles d'Eagle River et du Columbia. Les roches affleurant dans le compartiment inférieur (mur) du décollement rendent compte de deux phases de métamorphisme prograde (M1 et M2) qui peuvent être liées à des épisodes majeurs de raccourcissement et d'épaississement tectonique du Mésozoïque (Journeay, 1986).

Le plus ancien de ces deux événements de métamorphisme (M1) est associé à l'épisode initial du chevauchement de l'Allochtone de Selkirk vers l'est, accompagné du plissement et de l'imbrication du Complexe de Monashee sous-jacent. Il se caractérise par une séquence normale (côté chaud en dessous) de zones métamorphiques allant du faciès des amphibolites intermédiaire (zone à staurotide-grenat-biotite à 640°C et 6,4 kbar ou 6,4 x 10^5 kPa) jusqu'au faciès des granulites inférieur (zone à kyanite-feldspath potassique à 685°C et 7,5 kbar ou 7,5 x 10^5 kPa). Les isothermes de M1 sont «antiformes» et recoupent la trace des zones de cisaillement mylonitiques plissées qui marquent le lieu initial de chevauchement le long du décollement de Monashee (MD1).

L'événement de métamorphisme M2 est associé à une reprise du chevauchement sur le décollement au Crétacé tardif et au Tertiaire précoce (MD2). Les reconstitutions géométriques des zones métamorphiques de l'événement M2 à l'extrémité nord du complexe mettent en évidence un gradient métamorphique inversé (côté chaud au-dessus), dans lequel le degré de métamorphisme augmente vers MD2, passant du faciès des schistes verts (zone à chlorite-biotite à 450°C et 3,5 kbar ou 3,5 x 10^5 kPa) dans la zone axiale du dôme de Frenchman Cap, au faciès des amphibolites supérieur (zone à sillimanite-feldspath potassique) à 650-680°C et 2,5 kbar ou 2,5x10^5 kPa) sur ses flancs inclinés vers l'extérieur. Le développement de ce gradient métamorphique inversé aurait été causé par une détente thermique associée à une imbrication crustale à grande échelle et au charriage vers l'est de roches très métamorphisées et de roches plutoniques associées du

Complexe de Shuswap sur des roches soulevées et antérieurement métamorphisées du Complexe de Monashee.

La préservation de ce gradient métamorphique inversé a probablement été rendue possible par un soulèvement et un refroidissement rapides associés à la déformation par failles de distension et à la dénudation tectonique du Complexe de Monashee au cours de l'Éocène précoce. Les signatures isotopiques régionales observées dans les complexes de Monashee et de Shuswap reflètent ces épisodes de distension et de dénudation de même que le plutonisme qui s'y rattache au Tertiaire précoce.

Arc de Kootenay

Dans l'arc de Kootenay et l'anticlinorium de Purcell, la transition entre le Domaine de l'avant-pays et la zone axiale cristalline est représentée par une augmentation progressive du degré de métamorphisme en direction de l'ouest, en passant par une vaste zone de schiste ardoisier du faciès des schistes verts inférieur près de la frontière canado-américaine, avec une augmentation rapide à l'est de Mica Creek. La zone de transition menant aux culminations métamorphiques dans la zone axiale du Domaine d'Omineca est généralement télescopée par des failles postmétamorphiques à pendage est comme celles de Slocan Lake et du Columbia du côté est de la zone axiale, et par des failles à pendage ouest comme celles d'Eagle River et d'Okanagan Valley à l'ouest.

Au sud du lac Kootenay, des associations minérales dans les roches du Supergroupe de Windermere indiquent des pressions comprises entre 5 et 6 kbar (5-6 x 10^5 kPa, 20-24 km de profondeur). Plus au nord, dans la région de Riondel (Crosby, 1968; Høy, 1976), des roches paléozoïques du Groupe de Lardeau ont été métamorphisées dans des conditions intermédiaires entre les bathozones 4 et 5 (environ 4,5 kbar ou 4,5 x 10^5 kPa, 18 km de profondeur). Le lac Kootenay occupe la zone axiale d'une étroite crête métamorphique orientée vers le nord, présentant des associations de la zone à sillimanite-feldspath potassique de la bathozone 5 près de Riondel, mais à peine 5 km plus à l'ouest, les roches présentent des associations des zones à biotite ou à chlorite le long de la bordure occidentale du Batholite de Nelson. Si le faible espacement des isogrades n'est attribuable ni à un plissement ni à une déformation par failles postmétamorphiques, la présence localisée d'un flux de chaleur intense pourrait en être la cause. Compte tenu de la forte pression du métamorphisme qui a probablement existé dans cette partie de l'arc de Kootenay, force est de conclure que le Supergroupe de Windermere et le Groupe de Lardeau ont été enfouis à des profondeurs de 18 à 24 km, valeurs de beaucoup supérieures à toute estimation raisonnable de l'épaisseur stratigraphique sus-jacente. L'enfouissement tectonique apparaît comme le seul processus ayant pu causer les pressions de métamorphisme considérées.

Orientée vers le nord, la crête métamorphique de Kootenay Lake se dissipe au nord du lac; un creux métamorphique orienté vers le nord-ouest longe le synclinal de Slocan et passe entre les batholites de Nelson et de Kuskanax pour atteindre son extrémité nord-ouest dans la zone de failles du Columbia. À l'ouest du Batholite de Nelson et au sud du creux métamorphique se trouve le Complexe de Valhalla (Reesor, 1965). Cette culmination métamorphique de l'Éocène (Carr et al., 1987), dont la zone axiale à sillimanite-feldspath potassique est traversé par des leucosomes, a été juxtaposée par la faille de Slocan Lake (Éocène) (Parrish, 1981) à des roches métamorphiques de la zone à chlorite et au flanc occidental du Batholite de Nelson. L'absence de kyanite dans le complexe est typique de toutes les roches métamorphiques situées à l'est de la zone de failles du Columbia sur une distance de 350 km entre le sud du complexe et Mica Creek. Au nord du Complexe de Valhalla, les roches passent de la zone à staurotide-sillimanite (5,0-6,8 kbar ou 5,0-6,8 x 10^5 kPa et 630-680°C) à la zone à chlorite dans le creux métamorphique de Slocan, dans un seteur presque dépourvu de failles (Parrish, 1981). Tout autour et juste au nord du Batholite de Kuskanax, l'association à staurotide ± andalousite est développée ici et là, et le degré de métamorphisme décroît vers l'ouest jusqu'à la zone de failles du Columbia, qui marque la limite orientale du Complexe de Monashee.

Au sud-est de Mica Creek, la crête métamorphique de Windy Range chevauche la faille postmétamorphique d'Argonaut Mountain (Leatherbarrow, 1981). Des zones à orientation nord-ouest sont disposées de telle sorte qu'à partir de la limite sud-ouest de la zone à chlorite et de la limite nord-est de la zone à staurotide-kyanite, le degré de métamorphisme augmente en direction d'une culmination métamorphique centrale de la zone à sillimanite-feldspath potassique. Les séquences de réactions minérales et de zones métamorphiques impliquent que les associations situées au sud-ouest de la culmination se sont formées à des températures atteignant environ 550°C et sous des pressions voisines de 5 kbar (5 x 10^5 kPa), et celles au nord-est à des températures de l'ordre de 550 à 700°C et sous des pressions comprises entre 5 et 7 kbar (5-7 x 10^5 kPa). À travers la faille d'Argonaut Mountain, s'observe une discontinuité d'environ 110°C et 2 kbar (2 x 10^5 kPa), qui implique un rejet de 7 km et un compartiment nord-est soulevé.

Les roches de la région de Mica Creek (fig. 16-4) se trouvent dans le bloc à haute pression au nord-est de la faille d'Argonaut Mountain. Leur métamorphisme varie de la partie supérieure de la zone à grenat jusqu'à la zone à sillimanite-feldspath potassique (p. ex. Ghent et al., 1979, 1982; Simony et al., 1980; Leatherbarrow, 1980). Étant donné que la staurotide disparaît dans le champ de stabilité de la kyanite, les pressions devaient se situer dans l'intervalle supérieur de la bathozone 5. La disparition de la staurotide coïncide avec l'apparition d'une abondante migmatite trondjhémitique qui est répandue dans la zone à kyanite ayant jusqu'à 6 km d'épaisseur. L'apparition de la sillimanite et de la kyanite coïncide avec la disparition de la muscovite et du quartz (Ghent et al., 1982; Raeside, 1982). Des métabasites à clinopyroxène et grenat apparaissent juste au-dessus de l'isograde de la kyanite-sillimanite près de Mica Creek (Ghent et al., 1983); elles représentent une zone de transition à pression relativement élevée dans les roches mafiques (Newton et Perkins, 1982). Dans les roches calco-silicatées alumineuses, est présente l'association de haute pression épidote-kyanite-grenat-plagioclase calcique (Ghent et al., 1979).

À l'extrémité nord de l'arc de Kootenay, la distribution des zones métamorphiques et des associations minérales permet d'estimer les rejets postmétamorphiques le long de trois failles majeures: la faille de Purcell, celle de North Thompson et celle d'Argonaut Mountain. Dans le sillon des Rocheuses du Sud, au nord de Mica Creek, on observe

dans la faille de Purcell un déplacement normal d'âge tertiaire, de faible amplitude, avec abaissement du compartiment ouest, mais les associations minérales mettent en évidence un déplacement inverse postmétamorphique d'environ 7 km, avec remontée du compartiment ouest (fig. 16-4). Dans la faille de North Thompson, d'âge tertiaire, il y a eu abaissement du compartiment ouest (Pell, 1984). Le rejet stratigraphique estimé se situe entre 3 et 4 km, et la différence de pression, mesurée au moyen du géobaromètre du système grenat-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz gravite systématiquement autour de 1 kbar (1×10^5 kPa). La différence de pression se traduit par la disparition de la staurotide au niveau de l'isograde de la sillimanite ou un peu à l'intérieur de la zone à sillimanite à l'ouest de la faille, alors qu'à l'est de la faille, elle disparaît dans le champ de stabilité de la kyanite. En outre, à l'ouest de la faille, on ne retrouve pas dans les métabasites l'association grenat-clinopyroxène caractéristique d'une pression élevée qui est observée à l'est de la faille. Les conditions du métamorphisme dans la région traversée par la faille d'Argonaut Mountain sont estimées au moyen du géothermomètre du système grenat-biotite et au moyen du géothermomètre du solvus du système calcite-dolomite; les estimations de la pression sont basées sur le géobaromètre du système grenat-plagioclase-Al_2SiO_5-quartz. Au sud-ouest de la faille, les températures s'échelonnent de 490 à 590°C, et les pressions sont de l'ordre de 5 kbar (5×10^5 kPa); au nord-est de la faille, les températures s'échelonnent de 550 à 650°C, et les pressions sont d'environ 7 kbar (7×10^5 kPa). Les trois failles limitent un bloc faillé qui a 30 km de largeur et plus de 100 km de longueur, et qui contient des associations métamorphiques formées à des profondeurs qui sont de 4 à 10 km supérieures à celles des associations présentes dans les roches à proximité. Le bloc est limité au sud-ouest et au nord-est par les failles d'Argonaut Mountain et de Purcell respectivement; son extrémité nord-ouest est marquée par la faille de North Thompson.

Chaîne Cariboo

Campbell et al. (1973) ont été les premiers à conclure que la partie nord de la chaîne Cariboo, entre la rivière North Thompson et le lac Quesnel et au nord du lac Shuswap, forme un complexe majeur d'anticlinoriums et de synclinoriums à plongement nord-ouest, dans lequel le degré de métamorphisme et le style structural sont directement fonction de la profondeur structurale. Les roches qui affleurent dans l'extrême nord-ouest de la zone occupent une position structurale relativement élevée, tandis que d'autres qui sont exposées au sud-est sont structuralement profondes.

La faille de Matthews (Struik, 1986b; Campbell, 1970, 1973) est une entité de transpression à décrochement dextre qui longe la bordure nord-est de la zone axiale de métamorphisme élevé sur plusieurs kilomètres et sépare le Groupe de Snowshoe (Paléozoïque) à l'ouest du Groupe de Kaza (Protérozoïque supérieur) à l'est. Des travaux détaillés exécutés sur la bordure est de la zone axiale de métamorphisme élevé révèlent que cette faille est synmétamorphique ou postmétamorphique, et qu'il y a une discontinuité thermique bien marquée d'un côté à l'autre de la faille (fig. 16-5). Fletcher et Greenwood (1979) ont reconnu une discontinuité de 150°C fondée sur la géothermométrie de l'association grenat-biotite, le côté sud-ouest étant plus chaud. Engi (1984) a signalé la présence d'une discontinuité de 75°C dans le même sens. Pigage (1978), Klepacki (1981) et Getsinger (1985) ont tous reconnu des failles listriques ou des plis-failles postmétamorphiques, à pendage faible vers l'est, à la bordure orientale de la zone de métamorphisme élevé; toutes ces entités présentent des écarts de température mesurés ou déduits d'environ 100°C dans le même sens, le côté sud-ouest ayant été plus chaud et probablement plus profond de 3 ou 4 km. En résumé, la bordure nord-est du complexe métamorphique renferme des failles synmétamorphiques ou postmétamorphiques dont le compartiment est est abaissé d'environ 4 km et il y a une discontinuité thermique d'environ 100°C d'un côté à l'autre des failles.

Dans la zone centrale (fig. 16-5), tous les indicateurs de pression suggèrent que les pressions étaient caractéristiques de la partie supérieure de la bathozone 4, la staurotide devenant instable dans le champ de stabilité de la sillimanite plutôt que dans celui de la kyanite. La présence exceptionnelle de la bathograde 4-5 (Getsinger, 1984) juste au nord du bras nord du lac Quesnel (fig. 16-5) confirme la déduction de Campbell (1970, 1973) selon laquelle ce bras du lac coïncide avec la faille de Little River, qui est postmétamorphique, d'orientation nord-est et dont le compartiment nord-ouest a été soulevé d'environ 8 km, et qui présente une discontinuité thermique d'environ 250°C.

Les études géothermométriques et géobarométriques menées par Pigage (1977), Fletcher et Greenwood (1979), Klepacki (1981), Getsinger (1984), McMullin et Greenwood (1986), Montgomery (1985), Fillipone (1985) et Engi (1984) ont permis d'établir les caractéristiques générales de la zone de métamorphisme élevé.

1. Une vaste zone centrale de métamorphisme élevé a atteint des températures de 600 à 650°C dans des régimes de pression caractéristiques de la partie supérieure de la bathozone 4 de Carmichael (pressions d'environ 5 à 6 kbar [5 à 6×10^5 kPa], profondeurs de 19 à 23 km). La pegmatite apparaît à des températures supérieures à celles de la résorption de la staurotide.
2. Des isogrades bien définies traversent la séquence barrovienne normale, du centre vers l'extérieur jusqu'à la zone à chlorite, sauf le long de la bordure nord-est, qui est recoupée par des failles synmétamorphiques à postmétamorphiques.
3. Le degré de métamorphisme décroît rapidement et sans interruption le long de la bordure sud-ouest de la zone jusque dans la Quesnellie et le terrane de Slide Mountain, qui ont été métamorphisés au moins jusqu'à la zone à staurotide-kyanite au cours du même événement au Jurassique moyen (fig. 16-5). Cette observation a des implications en ce qui concerne l'interprétation des relations de causalité entre le sous-charriage hypothétique de la Quesnellie et la formation de pressions et de températures métamorphiques élevées dans les terranes de Cassiar et de Kootenay. Comme les structures synmétamorphiques à vergence ouest ont présumément été produites (Brown et al., 1986; Okulitch, 1984) par le sous-charriage de la Quesnellie, elles pourraient avoir provoqué le soulèvement des terranes sus-jacents à l'est, qui subissaient alors un métamorphisme barrovien de haute pression. Durant ce processus, la Quesnellie a subi uniquement un métamorphisme marginal là où elle était en contact avec les autres terranes.

4. La phase principale de métamorphisme a produit des textures telles que des noyaux de grenat ancien avec des inclusions de kyanite et des bordures de grenat idiomorphe bien définies, postcinématiques, associées à de la staurotide et de la sillimanite.
5. La dernière phase de cristallisation à haute température a produit des associations de minéraux de type Buchan près du mont Boss, notamment l'association cordiérite + andalousite près de petits massifs de pegmatite (Campbell, 1971).
6. Les roches de Kaza et d'Isaac présentes au nord-est de la faille de Matthew et de failles semblables aux compartiments est abaissés contiennent de la biotite, du grenat et de la chlorite, ainsi que de nombreuses occurrences de chloritoïde et des occurrences dispersées de paragonite (Engi, 1984; Pigage, 1978).

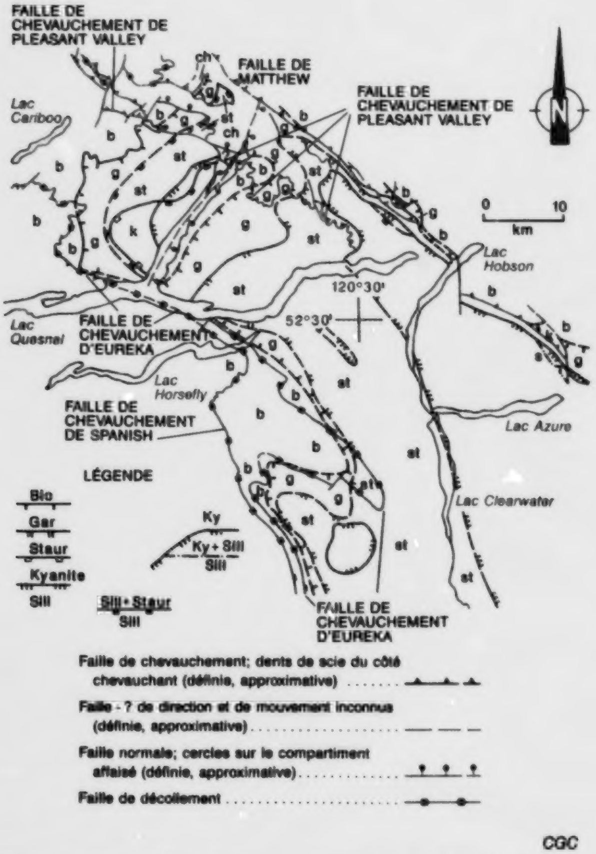


Figure 16-5. Carte métamorphique de l'extrémité nord de la zone axiale de métamorphisme élevé, à proximité du lac Quesnel. Les barbelures sur les isogrades sont du côté des températures les plus élevées. La position de la bathograde 4-5, au nord-ouest du bras nord du lac Quesnel, correspond à l'intersection des isogrades staurotide-kyanite et sillimanite-kyanite. La variation du degré de métamorphisme exige la présence d'une faille postmétamorphique dans le lac (faille de Little River). À remarquer que les isogrades recoupent les limites des terranes près de la limite sud-ouest de la carte. Les abréviations sont définies au tableau 16-1.

Dans le nord de la chaîne Cariboo, au nord-est de la zone axiale de métamorphisme élevé, le passage progressif à des plis plus serrés et plus couchés à vergence ouest vers les niveaux structuraux plus profonds coïncide avec une augmentation régulière et continue du degré de métamorphisme avec la profondeur (Murphy, 1987; Murphy et Rees, 1983; Pell, 1984). Les zones métamorphiques sont grossièrement parallèles à la surface topographique actuelle et nettement discordantes par rapport aux flancs des plis P2 majeurs qui, selon des critères texturaux, ont le même âge que le métamorphisme. Cette situation est probablement attribuable à un métamorphisme postcinématique (maintien d'un flux thermique élevé après que la déformation eut cessé), et pourrait être associée à la présence de bordures postcinématiques sur les grenats de métamorphisme prograde.

Résumé

Les relations généralement observées entre le métamorphisme régional et le développement structural dans les chaînes Cariboo et Columbia ont joué un rôle majeur dans la modélisation de l'évolution tectonique de la région (voir le chapitre 17). Malheureusement, rares sont les localités où ont été exécutées consciencieusement des datations qui puissent nous renseigner sur les époques de la déformation et du métamorphisme.

Les clastes du Groupe de Lardeau présents dans des conglomérats du Groupe de Milford (Mississippien supérieur à Pennsylvanien) rendent compte d'un épisode de déformation et de métamorphisme régional qui est antérieur au Mississippien tardif, et qui a probablement eu lieu entre le Dévonien moyen et tardif. Read (1976) et Klepacki (1985) ont observé des clastes foliés et anguleux du Groupe de Lardeau, dans lesquels l'attitude de la foliation varie de claste en claste, dans les lentilles de conglomérat basal du Groupe de Milford, sur une distance de 100 km dans la partie centrale de l'arc de Kootenay. Cette déformation ancienne du Groupe de Lardeau s'est propagée au point qu'elle a généralement oblitéré la stratification, et le métamorphisme qui l'a accompagné a produit des associations de la zone à chlorite avec des ségrégations quartz-albite le long des couches et de la foliation ancienne. Pour identifier avec certitude cette phase ancienne de déformation, il faudrait que le Groupe de Milford soit présent; aussi, l'étendue de la déformation et du métamorphisme du Paléozoïque moyen est-elle indéterminée.

Dans l'arc de Kootenay, au sud du lac du même nom, une datation U/Pb sur zircon de 171 Ma produite par le stock syncinématique de Mine donne l'âge du maximum métamorphique qui a survécu à la première et la plus intense des phases de déformation du Mésozoïque (Archibald et al., 1983). Ces données chronologiques sont confirmées par l'examen des roches plutoniques qui se trouvent de part et d'autre du synclinal de Slocan. Dans les sédiments intensément plissés du Groupe de Milford, de minces dykes de monzonite quarztique leucocrate à ægyrine-augite, typiques du Batholite de Kuskanax, sont plissés et disloqués; d'autres, situés dans les plans de la foliation parralèle à la surface axiale des plis des roches intensément plissées, sont intacts. Une datation U/Pb sur

zircon de 173 ± 5 Ma (Parrish et Wheeler, 1983) a été obtenue dans une partie à foliation et linéation peu développées du Batholite de Kuskanax, qui a été affectée et partiellement recristallisée par la même phase intense de déformation et de métamorphisme du Jurassique moyen qui a été observée au sud du lac Kootenay. L'âge minimal de cet épisode de déformation et de métamorphisme est fourni par une datation K/Ar sur hornblende de 164 ± 6 Ma, exécutée à la bordure septentrionale du Batholite de Nelson (Nguyen et al., 1968); à cet endroit, l'épisode est surimprimé à une auréole de métamorphisme de contact sur des roches qu'il avait déjà affectées d'une déformation et d'un métamorphisme régionaux. À l'est de Mica Creek, le Pluton d'Adamant, qui est déformé et métamorphisé, a produit une datation U/Pb sur zircon de 169 ± 4 Ma, qui représente l'âge du métamorphisme régional maximal (Shaw, 1980). Au nord-ouest, dans la chaîne Cariboo, une datation U/Pb sur zircon de 174 ± 1 Ma obtenue sur le pluton non déformé ni métamorphisé de Hobson Lake limite vers le bas l'âge du métamorphisme régional (âge minimal) (Gerasimoff, 1987). En résumé, les données isotopiques indiquent que le processus étendu de métamorphisme régional et deux déformations intenses de l'arc de Kootenay et de la chaîne Cariboo remontent au Jurassique moyen.

Beaucoup plus récent est le métamorphisme du Complexe de Monashee et d'autres culminations métamorphiques de forte intensité, qui a couvert une période allant au moins du Crétacé tardif jusqu'à l'Éocène. Les datations U/Pb sur zircon produites par deux des nappes d'orthogneiss qui ont été injectées dans la nappe de charriage de Ladybird du Complexe de Valhalla durant l'épisode de déformation et de métamorphisme situent les événements dans l'intervalle de 56,5 à 62 ± 1 Ma (Paléocène tardif à Éocène initial) (Carr et al., 1987). À l'ouest de la zone de failles du Columbia, le dôme de Pinnacles constitue l'affleurement méridional des roches de métamorphisme élevé. Quatre datations U/Pb exécutées sur des zircons métamorphiques provenant d'une amphibolite de la nappe de charriage de Ladybird, au-dessus du Complexe de Monashee, permettent de situer le métamorphisme régional dans la période du Paléocène tardif à l'Éocène précoce (Carr, 1989). Au nord, sur le flanc sud du dôme de Thor-Odin, des chevauchements associés au décollement de Monashee sont recoupés par une pegmatite non déformée, qui permet d'assigner un âge prééocène non seulement aux chevauchements (Coleman, 1989), mais aussi au métamorphisme régional de forte intensité.

En conclusion, au Paléozoïque moyen, un métamorphisme de faible intensité et d'étendue indéterminée a précédé deux épisodes étendus de métamorphisme élevé à faible qui ont affecté la partie sud du Domaine d'Omineca. Un épisode de métamorphisme du Jurassique moyen a affecté les roches structuralement les plus hautes du compartiment supérieur (toit), un événement s'échelonnant du Paléocène à l'Éocène a affecté des roches de la partie médiane de la nappe de charriage de Ladybird, et un épisode s'échelonnant du Paléocène au Crétacé tardif et peut-être aussi plus ancien(?) a modifié le compartiment inférieur (mur) où se trouve le Complexe de Monashee. La limite entre les événements du Jurassique et du Tertiaire suit d'importantes failles normales listriques qui ont causé la dénudation tectonique des roches de métamorphisme élevé du Tertiaire.

Partie nord du Domaine d'Omineca

Le métamorphisme ayant affecté le nord du Domaine d'Omineca a été principalement dynamothermique et barrovien. Son intensité varie des faciès inférieurs à celui des schistes verts au faciès des amphibolites; les pélites les plus fortement métamorphisées contiennent de la sillimanite, du feldspath potassique et de la muscovite. Le degré de métamorphisme augmente généralement avec la profondeur stratigraphique; les roches les plus fortement métamorphisées affleurent dans les régions axiales des anticlinoriums postmétamorphiques. Toutes les roches des faciès des schistes verts et des amphibolites font partie du Supergroupe de Windermere du Protérozoïque supérieur.

Dans la région du mont Chase, et jusqu'au Complexe de Wolverine, les datations Rb/Sr sur muscovite métamorphique ont donné des âges de 154 à 166 Ma (Parrish, 1979). L'analyse K/Ar des micas a produit des âges dont les plus anciens vont de 120 à 140 Ma; les premiers clastes de roches métamorphiques sont parvenus dans le bassin de Sustut durant l'Albien. Le bassin se trouvait probablement au sud des parties actuellement adjacentes du Domaine d'Omineca. Les données indiquent qu'un soulèvement a eu lieu au Crétacé précoce, probablement après ou pendant les phases tardives d'un métamorphisme qui pourrait s'être échelonné du Jurassique moyen ou tardif au Crétacé précoce. Il était vraisemblablement associé à une compression nord-est régionale qui, au Mésozoïque moyen, a produit des failles et des plis isoclinaux couchés. La présence de zones isolées donnant des âges K/Ar éocènes indique que la reprise du soulèvement au cours de l'Éocène a été tout au plus un phénomène local et n'a pas été accompagné de la formation de nouveaux minéraux métamorphiques.

Il existe peu d'études détaillées du métamorphisme, en particulier des roches du métamorphisme faible. Le Complexe de Wolverine au sud de 56°N n'a fait l'objet que d'études dans le cadre de travaux de cartographie de reconnaissance (Armstrong, 1949); c'est Armstrong qui a donné ce nom à des roches de métamorphisme élevé associées à des granites et des pegmatites dans lesquelles il n'était pas possible de distinguer des unités stratigraphiques. Sur la Carte métamorphique (carte 1714A, en pochette), le Complexe de Wolverine est considéré comme appartenant au faciès des amphibolites non différencié. Au nord-ouest dans la direction des couches, se trouvent entre 56°N et 58°N les plus gros affleurements de roches de métamorphisme élevé dans le nord du Domaine d'Omineca. À cet endroit, dans les chaînons Swannell, Finlay, Butler et Sifton, Gabrielse (1975), Gabrielse et al. (1977), Mansy (1986) et Evenchick (1988) ont tracé les isogrades de la chlorite, de la biotite, du grenat, de la kyanite et de la sillimanite; les isogrades semblent plissées en anticlinoriums régionaux.

Chaînons Swannell

Une grande partie des chaînons Swannell se compose de roches du faciès des schistes verts, dans lesquelles les isogrades de la chlorite, de la biotite et du grenat sont concordantes par rapport à la structure anticlinale. L'intensité du métamorphisme augmente vers la zone axiale de l'anticlinorium, où affleurent des roches du faciès des amphibolites. Le métamorphisme est maximal dans de

petites zones délimitées par l'isograde de la kyanite. Bien que Mansy (1986) ait reconnu de la staurotide et du grenat dans ces roches, aucune isograde de la staurotide n'a été tracée, et les roches les plus fortement métamorphisées sont présumées contenir l'association kyanite + staurotide + grenat + biotite, c'est-à-dire se situer au-dessus de la limite des bathozones 4 et 5. Les associations de minéraux indiquent des températures d'au moins 500°C et des pressions supérieures à 5 kbar (5 x 10^5 kPa). La géothermométrie a révélé des températures d'environ 400 à 450°C. Près de l'extrémité sud des chaînons, les roches stratigraphiquement les plus basses contiennent de la sillimanite (Roots, 1954). Vingt kilomètres au sud-est, des occurrences isolées de sillimanite se rencontrent dans le schiste du Complexe de Wolverine (Parrish, 1979).

Chaînons Sifton

Dans les chaînons Sifton, les roches les plus faiblement métamorphisées appartiennent au faciès des schistes verts. Les zones à staurotide + biotite, kyanite + grenat + biotite, sillimanite + kyanite, sillimanite et sillimanite + feldspath potassique ont été reconnues de part et d'autre d'une faille à pendage abrupt vers l'est, et dans le compartiment inférieur (mur) de la faille de Sifton (Evenchick, 1988). Les zones à kyanite + sillimanite et à sillimanite semblent épouser la forme de l'antiforme de Sifton. La staurotide est stable (avec biotite, muscovite et grenat) dans la zone à kyanite. La kyanite et la staurotide persistent tous les deux après l'apparition de la sillimanite, ce qui produit une zone dans laquelle coexistent sillimanite, kyanite, grenat, staurotide, biotite, muscovite, plagioclase et quartz. Cette association a probablement été formée par la dissolution lente de la staurotide et de la kyanite. Dans la zone à sillimanite, la staurotide et la kyanite, lorsqu'elles sont présentes, sont ourlées de larges bordures de muscovite et sont manifestement en déséquilibre textural. Une petite zone dans la zone axiale de l'antiforme contient l'association feldspath potassique + muscovite + sillimanite + biotite ± grenat. Les relations indiquent que la pression était à peu près à la limite des bathozones 4 et 5. Toute la sillimanite semble être en équilibre textural avec les autres phases minérales caractéristiques de chaque zone, et il n'y a pas de sillimanite dans la zone à staurotide+ biotite ni dans celle à kyanite + grenat + biotite.

Les isogrades dans le compartiment inférieur (mur) de la faille de Sifton sont tronquées par la faille à pendage faible (Evenchick, 1988). Celle-ci est présumément postmétamorphique; son compartiment supérieur (toit) est une zone de cisaillement dans laquelle les pélites sont rares, où les fabriques mylonitiques ont oblitéré les relations texturales et où les zones ont dû se mêler et s'intercaler structuralement au cours de la déformation par failles. L'évolution métamorphique et structurale antérieure à la déformation par failles est présumée semblable à celle qu'a subie le reste de la zone axiale du Domaine d'Omineca. Une vaste étendue contient l'association grenat + staurotide + biotite. L'association kyanite + grenat + biotite + staurotide est présente sur toute la longueur du compartiment supérieur (toit), presque toujours dans l'unité stratigraphique la plus basse. La sillimanite (avec staurotide, grenat, biotite, muscovite) se rencontre uniquement dans les pélites stratigraphiquement les plus basses. Le degré de métamorphisme représenté par ces associations se trouve environ à la limite des bathozones 4 et 5, ce qui est comparable au métamorphisme ayant affecté le compartiment inférieur (mur) de la faille. Les associations de minéraux stables ayant existé au cours de la déformation par failles sont l'association chlorite + biotite + muscovite dans les pélites, et l'association hornblende + plagioclase + quartz dans les roches mafiques. Les conditions de pression et de température que l'on présume avoir existé au cours du développement des structures ductiles dans les mylonites correspondent au degré de métamorphisme représenté par ces associations. La géothermobarométrie des associations kyanite + staurotide + grenat + biotite a donné les résultats suivants: dans le compartiment inférieur (mur), température de 600 ± 50°C et pression de 7 ± 1,5 kbar (7 x 10^5 ± 1,5 x 10^5 kPa); dans le compartiment supérieur (toit), température de 630 ± 50°C et pression de 6 ± 1,5 kbar (6 x 10^5 ± 1,5 x 10^5 kPa). Les données révèlent que les deux compartiments (toit et mur) ont été métamorphisés à peu près dans les mêmes conditions de pression et de température.

Les chaînons Sifton constituent l'un des rares régions du Domaine d'Omineca septentrional où les roches plutoniques et métamorphiques révèlent des âges éocènes (K/Ar). Le compartiment inférieur (mur) présente un style structural et métamorphique semblable à celui des chaînons Swannell, et son évolution au Jurassique et au Crétacé est présumée comparable. Les âges éocènes sont attribués à un réchauffement associé à des mouvements survenus dans la faille de Sifton dans l'intervalle du Crétacé tardif à l'Éocène. Dans le sud des chaînons Sifton, de rares pélites présentes dans un gneiss du socle à 300 m de la bordure nord-est du Pluton de Balourdet (qui date de l'Éocène et qui n'est pas déformé) contiennent l'association andalousite + cordiérite + muscovite + biotite + plagioclase + feldspath potassique + quartz. Les textures et l'association sont caractéristiques de la bathozone 1.

Chaînons Finlay

L'anticlinorium des chaînons Finlay présente la même stratigraphie que les chaînons Sifton et Swannell, sauf que le degré de métamorphisme y est généralement moins élevé. Les roches du Paléozoïque inférieur appartiennent à des faciès inférieurs à celui des schistes verts. En se fondant sur l'analyse de la cristallinité de l'illite, Mansy (1986) a suggéré que le métamorphisme a atteint l'anchizone dans la Formation de Stelkuz. La chlorite est présente dans la Formation de Tsaydiz, et seuls la biotite et le grenat sont présents dans la Formation de Swannell.

Région du Batholite de Cassiar

Les zones à chloritoïde, à staurotide, à andalousite et à sillimanite sont présentes le long de la marge sud-est du Batholite de Cassiar; elles indiquent une intensification du métamorphisme en direction du batholite. Les associations du métamorphisme élevé appartiennent aux zones à biotite + muscovite + cordiérite, à feldspath potassique et à sillimanite et se trouvent au-dessus de la bathozone 1. L'étude géothermométrique d'un échantillon a donné une température de 580°C pour les coeurs de biotite et de grenat, et de 800°C pour les bordures (Mansy, 1986).

Chaînon Horseranch

Le chaînon Horseranch est un anticlinorium à double plongement qui est limité à l'est et à l'ouest par les failles de Deadwood et de Horseranch respectivement. Le complexe schisteux central se compose de schiste pélitique à psammitique, de quartzite, de marbre et d'un peu d'amphibolite, qui sont recoupés par des roches granitiques à mafiques et ultramafiques. Sur la bordure occidentale, la faille de Horseranch, à pendage ouest, juxtapose des roches de la zone à biotite à un schiste renfermant de la sillimanite. Cette faille est une zone mylonitique ayant jusqu'à 1 km d'épaisseur, dans laquelle les indicateurs cinématiques révèlent que le cisaillement s'est apparemment opéré vers le bas en direction du nord-ouest. Dans le schiste pélitique, le remplacement généralisé de l'association muscovite + quartz par l'association sillimanite + feldspath potassique à la grandeur du complexe suggère qu'au plus fort du métamorphisme, les températures ont dépassé 650-700°C sous des pressions de l'ordre de 5 à 7 kbar (5-7 x 10^5 kPa). En position structuralement sus-jacente, on note la présence locale d'un schiste à staurotide-kyanite qui indique des conditions minimales de pression et de température de 4 kbar (4 x 10^5 kPa) et 500°C (Plint et Erdmer, 1989). De la muscovite et des zircons provenant d'une pegmatite abondante ont produit respectivement des datations K/Ar et U/Pb éocènes.

Relations entre la déformation et le métamorphisme dans les chaînes Cassiar et Omineca

À partir des observations faites dans les chaînons Swannell et Sifton, il est permis de conclure que les déformations synmétamorphiques ont provoqué le développement d'une foliation parallèle à la surface axiale des plis isoclinaux et que la foliation est elle aussi déformée en plis isoclinaux. Les grenats hélicitiques sont le produit d'une croissance syntectonique. Mansy (1986) et Parrish (1979) ont appelé «S_1» la foliation parallèle à la surface axiale des plis isoclinaux affectant la stratification, et «S_2» la surface axiale de la foliation (S_1) plissée. Selon Mansy, les porphyroblastes sont contemporains de S_2 ou postérieurs. Les deux familles de plis, de même style et de même orientation, sont difficiles à distinguer. Une autre interprétation veut que les structures soient le produit d'une seule phase de déformation synmétamorphique ou tardimétamorphique, car rien dans les données texturales ou structurales n'indique que S_1 et S_2 représentent des événements de déformation distincts, aucun indice ne montre que ces deux phases se sont produites à des degrés de métamorphisme très différents, et la probabilité existe de la concomitance d'une déformation progressive et d'un métamorphisme progressif. Dans toutes les zones, la foliation est kinkée et les porphyroblastes ont subi une déformation fragile. Ces structures résultent présumément d'un plissement droit postmétamorphique qui a également déformé les isogrades, leur donnant à peu près leur forme actuelle, et produit le relief métamorphique observé dans chaque chaînon. La faille de Sifton recoupe dans son mur un antiforme droit, et le rejet de la faille définit une troisième phase de déformation dans laquelle la compression s'est opérée vers le sud-sud-est, plutôt que vers le nord-est comme dans les phases antérieures.

Partie nord du Domaine d'Omineca, au Yukon

En général, la chronologie du métamorphisme régional, la distribution des isogrades dans les divers terranes et les relations métamorphiques entre les terranes ont été peu étudiés dans l'extrême nord du Domaine d'Omineca. Au Jurassique, un événement métamorphique majeur semble avoir eu lieu dans le sud-ouest du Yukon (Tempelman-Kluit, 1976). De vastes étendues de paragneiss et de schiste à quartz, mica et grenat, localement avec de la kyanite, sont présentes dans le terrane de Nisling. Des plutons granitiques du Crétacé recoupent la foliation métamorphique, qui est bien développée et fréquemment parallèle au rubanement métamorphique. Par contre, la foliation est généralement concordante avec celle des plutons adjacents du Jurassique précoce. Les clastes de roches métamorphiques abondent dans les sédiments de la Formation de Tantalus (Crétacé? inférieur).

Jurassique tardif-Crétacé précoce (155-138 Ma)

Pendant et après cet intervalle, la Quesnellie, les terranes de Kootenay et de Cassiar et le proto-continent nord-américain se sont comportés comme une seule unité tectonique, du moins en ce qui concerne le métamorphisme; aucun indice d'un métamorphisme reconstitutif majeur n'a été observé. Cependant, la configuration des âges K/Ar remis au zéro (Armstrong, 1988) suggère des températures élevées et un flux thermique anomal. Armstrong a tracé les isochrones des âges remis au zéro, qui délimitent toutes les zones métamorphiques majeures du Jurassique moyen dans le Domaine d'Omineca. Une forte proportion de ces âges se trouve à l'intérieur de l'isochrone de 150 Ma mais la remise au zéro de l'horloge isotopique n'est pas entièrement le fait de l'événement thermique éocène. Ces âges de 150 Ma pourraient représenter les «âges de refroidissement» du métamorphisme jurassique, car on n'a pas reconnu d'événement métamorphique auquel serait associée la remise au zéro.

Crétacé précoce et moyen

Les relations entre les événements survenus dans le Domaine d'Omineca au Crétacé précoce-moyen et au Jurassique moyen-tardif sont mal comprises. Dans la chaîne Selwyn et les monts Kaska au Yukon et dans le nord de la Colombie-Britannique, un événement thermique étendu a accompagné la mise en place des roches granitiques au Crétacé moyen. La configuration régionale des isogrades est associée à de vastes anticlinoriums formés au cours de cet intervalle. Dans les chaînes Omineca et Cassiar, les âges radiométriques suggèrent que les isogrades s'échelonnent du Jurassique moyen au Jurassique tardif et que les surimpressions thermiques, accompagnées localement d'une recristallisation importante, datent du Crétacé moyen et du Tertiaire précoce. Aucun indice d'un métamorphisme régional au Jurassique moyen-tardif n'a été observé dans la chaîne Selwyn et les monts Pelly.

Paléocène tardif-Éocène moyen (65-45 Ma)

Cet intervalle est marqué par une remise au zéro générale des systèmes de datation radiométrique sur de vastes étendues dans le Domaine d'Omineca, qui coïncide avec un événement magmatique à 50 Ma (Armstrong, 1982, 1988; Parrish, 1979, 1981; Mathews, 1981, 1983; Archibald et al., 1984). C'est une période de soulèvement, de distension de la croûte, d'érosion (tectonique et par dénudation) et présumément de flux thermique élevé. La remise au zéro des âges K/Ar des amphiboles indique que les températures ont dû atteindre environ 500°C, à tout le moins localement (Medford, 1975). Il est difficile d'expliquer l'existence de sédiments éocènes de métamorphisme faible qui reposent en discordance sur des roches métamorphiques du Complexe d'Okanagan, dans lesquelles les systèmes de datation radiométrique ont été remis au zéro (Okulitch, 1984; Medford, 1975) et qui, peu avant, avaient été portées à une température voisine de 500°C. Ces relations impliquent des gradients géothermiques verticaux extrêmement raides, combinés à un soulèvement et à une érosion très rapides. Même avec un gradient géothermique de 50°C/km, la quantité de matériau enlevé avant la fin de l'Éocène aurait été de 10 km, ce qui implique une érosion très rapide.

Les failles en bordure du Complexe de Shuswap pourraient s'être formées, en partie, à cette époque. Il a été fait mention plus haut que la bordure nord-est de la zone de métamorphisme élevé dans la chaîne Cariboo était alors le siège d'une déformation par failles listriques normales, le compartiment est de la faille de Little River étant abaissé (Klepacki, 1981), près du ruisseau Niagara (Engi, 1984), et près du lac Azure (Pigage, 1978). La faille normale de North Thompson était elle aussi active, mais c'est le compartiment ouest qui s'est abaissé (fig.16-4, Pell, 1984). Cette activité tectonique peut s'expliquer en termes de distension de la croûte, de soulèvement, de dénudation tectonique et de flux thermique élevé, et pourrait donc être une autre manifestation des processus à l'origine de la remise au zéro des systèmes de datation radiométrique.

DOMAINE INTERMONTAGNEUX

Des associations de minéraux métamorphiques caractéristiques des faciès de basse température et de basse pression, notamment le faciès à prehnite-pumpellyite et le faciès à zéolites, se rencontrent sur presque toute la longueur du Domaine intermontagneux. Très peu d'études détaillées du métamorphisme y ont été effectuées, à part les études des remarquables associations de minéraux des schistes bleus dans la région du lac Pinchi, du complexe à noyau métamorphique près du lac Tatla, et des associations de faciès inférieurs à celui des schistes verts du Groupe de Hazelton près de Smithers et de Terrace. Des données recueillies ailleurs, ici et là, suggèrent que toutes les roches prémiocènes sont métamorphisées au moins jusqu'aux faciès inférieurs à celui des schistes verts.

Dans le Domaine intermontagneux, le métamorphisme s'échelonne du Trias tardif au Tertiaire précoce. Presque partout, la température des roches à l'échelle régionale n'a jamais dépassé environ 250°C et, à l'exception de quelques associations transitionnelles du faciès des schistes bleus reconnues dans l'Assemblage de Cache Creek, la pression à laquelle elles ont été soumises n'a jamais été supérieure à 2 kbar ($2x10^5$ kPa) et la profondeur d'enfouissement n'a généralement jamais dépassé 2,5 km.

Assemblage de Cache Creek

Dans la région d'Ashcroft, l'Assemblage de Cache Creek est en contact de faille avec des strates essentiellement non métamorphisées de l'Assemblage de Nicola (Trias supérieur-Jurassique inférieur) (Grette, 1978). La différence de degré de métamorphisme entre les deux unités implique qu'elles ont été amenées en contact par des failles. Une association transitionnelle du faciès des schistes bleus est inégalement développée dans l'Assemblage de Cache Creek, et l'intensité du métamorphisme est fonction de la lithologie. Les minéraux comprennent l'albite, la chlorite, la prehnite, la pumpellyite, l'actinote, la magnésioriébeckite, la stilpnomélane, la calcite, l'épidote et le sphène. La coexistence des prehnite, pumpellyite, actinote, magnésioriébeckite et épidote, la présence d'albite et l'absence d'analcime et de lawsonite indiquent des températures de l'ordre de 225°C et des pressions voisines de 4 kbar ($4x10^5$ kPa) au Trias tardif.

Dans la région du lac Dease, une grande partie de l'Assemblage de Cache Creek appartient au faciès à prehnite-pumpellyite (Monger, 1975). L'actinote s'y rencontre localement. Près du lac Dease, la présence locale d'amphibole bleue et de lawsonite atteste l'existence du faciès des schistes bleus à lawsonite. Une des rares occurrences de jadéite de la Cordillère canadienne se trouve dans la zone de failles de Thibert, le long de la bordure nord du terrane de Cache Creek, juste à l'ouest de l'extrémité nord du lac Dease.

Dans la région du lac Pinchi, entre Prince George et Manson Creek, le terrane de Cache Creek contient de remarquables associations du faciès des schistes bleus du Trias tardif (Paterson, 1973; Paterson et Harakal, 1974). Elles contiennent des combinaisons de lawsonite, jadéite, glaucophane, aragonite et calcite, avec chlorite, quartz et micas blancs phengitiques. Les pressions sont estimées à environ 8 kbar (8×10^5 kPa) et les températures à 300°C, ce qui correspond à une profondeur de près de 28 km et à un gradient géothermique d'environ 10°C/km, valeurs typiques d'une plaque en subduction.

Des associations de haute pression s'observent également plus loin au nord dans le chaînon Vital (I.A. Paterson, communication personnelle, 1986) et près du lac Dease, ce qui reflète la distribution erratique mais étendue, dans le terrane de Cache Creek, des associations de haute pression liées à la subduction.

Assemblage d'Asitka

L'évolution métamorphique de l'Assemblage d'Asitka du Paléozoïque supérieur est peu connue. À l'ouest de la faille d'Ingenika, les lithologies appartiennent au faciès à prehnite-pumpellyite et renferment localement de l'actinote, ce qui implique la présence d'un faciès à pumpellyite-actinote (Burns, 1973). Dans la région de la rivière Iskut, l'Assemblage d'Asitka se trouve dans la zone à chlorite, et les conodontes provenant des carbonates du Permien inférieur et de strates plus anciennes présentent généralement des valeurs de l'indice d'altération des conodontes supérieures à 5, contre des valeurs inférieures

à 5 dans les strates triasiques (Anderson, 1989). Ces observations s'ajoutent à celles de Read et al. (1983), qui ont noté qu'une diminution de l'intensité de la déformation, du développement de la foliation et de l'indice d'altération des conodontes marque la limite des roches de l'intervalle du Permien inférieur au Trias inférieur ou moyen dans la région de la rivière Iskut et dans le Grand canyon de la Stikine, 150 km plus au nord. Dans un contexte régional, ces données indiquent que la période de déformation et de métamorphisme régional faible est survenue dans l'intervalle du Permien tardif au Trias précoce.

Assemblages de Nicola et de Stuhini

Dans le centre sud de la Colombie-Britannique, l'intervalle d'âges de l'Assemblage de Nicola recouvre partiellement celui du Groupe de Cache Creek. Près du contact de faille qui le sépare du Groupe de Cache Creek, l'Assemblage de Nicola présente un faciès à prehnite-pumpellyite (Shannon, 1982). Ce degré de métamorphisme est répandu au sud de l'autoroute Transcanadienne (Schau, 1968; Levebure, 1976), et à quelques endroits seulement il diminue jusqu'au faciès à zéolites. Le long de la bordure orientale du Complexe plutonique d'Eagle (Greig, 1989) et en périphérie des plutons du horst de Nicola (Moore et Pettipas, 1990), les roches du Groupe de Nicola passent rapidement, via la zone à grenat, à la partie inférieure du faciès des amphibolites. Des failles normales listriques limitent le horst et juxtaposent les roches du faciès des amphibolites à des métavolcanites de l'Assemblage de Nicola qui présentent un faciès à prehnite-pumpellyite.

Au nord de l'autoroute Transcanadienne, en particulier à l'ouest du lac Quesnel, des sédiments tufacés et des volcanites de l'Assemblage de Nicola contiennent des zéolites ainsi que de la heulandite, de la chabazite et de l'analcime comme minéraux les plus communs (Bailey, 1978). Une partie de l'analcime se présente sous forme de phénocristaux, mais le reste, qui s'est développé le long des fractures et qui remplace en partie la matrice, est secondaire. Bien que ces lithologies aient été situées dans le faciès à zéolites (Carte 1714A, en pochette), les associations minérales à zéolites ± calcite ± séricite ± argile sont apparemment dépourvues de quartz.

Dans le centre nord de la Colombie-Britannique, les roches volcaniques de l'Assemblage de Nicola appartiennent essentiellement au faciès à prehnite-pumpellyite (Meade, 1977; Ferri et Melville, 1988 et 1989). À proximité des bordures du batholite de Germansen, le métamorphisme de contact a créé d'étroites zones à chlorite et à biotite.

À l'ouest de la faille de Moose Valley, les volcanites du Trias supérieur de l'Assemblage de Stuhini appartiennent au faciès à prehnite-pumpellyite et au faciès à zéolites (Burns, 1973). Les associations du faciès à prehnite-pumpellyite sont plus abondantes dans les parties stratigraphiquement inférieures de l'assemblage, tandis que les zéolites (caractérisées par la laumontite) ont leur maximum d'abondance dans les parties supérieures de l'unité. Une partie de l'Assemblage de Stuhini est recouvert en discordance par le Groupe de Sustut (Crétacé). Ce groupe recoupe les isogrades de l'Assemblage de Stuhini, ce qui indique que le métamorphisme de l'assemblage est antérieur au Crétacé tardif.

Assemblage de Hazelton

Des associations bien développées de minéraux des faciès inférieurs à celui des schistes verts sont présentes dans le Groupe de Hazelton, sur une vaste étendue dans le centre ouest de la Colombie-Britannique (Tipper et Richards, 1976). Le métamorphisme a une expression particulièrement riche dans le faciès subaérien de Howson de la Formation de Telkwa. Dans la région de Smithers, les minéraux authigènes de cette unité se présentent sous forme d'amygdales, de remplissages de cavités, de ciments, de phases de remplacement de la matrice, et de remplissages de filons et de fractures (Dudley et Ghent, 1980; Dudley, 1983). Les zéolites comprennent la laumontite, la wairakite, la heulandite, la mésolite, la scolécite, la thomsonite, la stilbite et l'analcime. D'autres minéraux importants sont l'épidote, la prehnite, l'adulaire, l'albite, la chlorite, la calcite, le quartz et, moins fréquemment, la pumpellyite. L'altération a une extension régionale, mais elle est inégale, ponctuée localement de zones de fractures et brèches abondantes à ciment zéolitique qui ont une grande étendue. La forte proportion de remplissages de cavités indique que l'altération pourrait s'être produite à des profondeurs relativement faibles, où les rapports fluide/roche étaient localement élevés. La présence de filons de laumontite et de calcite recoupant des unités clastiques à ciment zéolitique suggère qu'il s'est produit au moins deux épisodes de cristallisation métamorphique. Les zones de minéraux métamorphiques sont concentriques autour des intrusions de la Suite de Topley (Jurassique précoce). La zone la plus proche des intrusions est dépourvue de zéolites et se caractérise par la présence de quartz, d'adulaire, de kaolinite, de chlorite, d'épidote et de calcite. La zone médiane contient en prédominance des associations du faciès à zéolites avec chlorite, prehnite, albite, calcite et quartz. La troisième zone comporte principalement des associations de minéraux argilo-carbonatés sans zéolites. La coexistence apparemment stable du trio laumontite-chlorite-quartz (Coombs, 1971) et la coexistence du trio épidote-chlorite-quartz (Frost, 1980) suggèrent la présence simultanée du faciès à zéolites et du faciès à prehnite-pumpellyite, dans le même affleurement.

Dans la région de Terrace, le degré de métamorphisme dans la Formation de Telkwa, qui est principalement d'origine non marine, augmente généralement avec la profondeur d'enfouissement, passant du faciès à zéolites au faciès à prehnite-pumpellyite (Mihalynuk, 1987). Cependant, des événements hydrothermaux synmétamorphiques et postmétamorphiques ont modifié la configuration métamorphique et, dans l'ensemble, les températures semblent avoir été légèrement plus élevées près de Terrace qu'à Smithers. Aux deux endroits, la présence d'associations de basse pression (moins de 2 kbar, 2×10^5 kPa) indique que cette région n'a pas été profondément enfouie depuis l'accumulation des sédiments, c'est-à-dire qu'elle est demeurée à environ 6 km de la surface, soit à peu près l'épaisseur de l'empilement stratigraphique, depuis 200 Ma. Cette conclusion implique que les chevauchements à vergence est associés au développement du Complexe plutonique côtier au Crétacé n'a pas considérablement épaissi ni surchargé tectoniquement la séquence stratigraphique du Mésozoïque.

L'Assemblage de Hazelton, situé à environ 100 km au nord-est de Hazelton, a une origine principalement marine. La croissance de minéraux secondaires est largement fonction de leur position dans la séquence stratigraphique (T.A. Richards, communication personnelle, 1985). La pumpellyite est fréquente dans l'unité la plus ancienne (Formation de Telkwa); l'actinote se rencontre localement. Par endroits, il y a intercalation des roches tufacées du Pliensbachien-Bajocien de la Formation de Nilkitkwa et des volcanites d'Ankwell du Toarcien moyen. Les tufs contiennent de la prehnite abondante sous les volcanites et de la laumontite au-dessus. L'altération de la Formation de Nilkitkwa pourrait avoir été contrôlée davantage par la chaleur provenant des volcanites d'Ankwell que par la profondeur d'enfouissement (T.A. Richards, communication personnelle, 1985).

Assemblage de Bowser Lake

Les roches du vaste bassin de Bowser sont peu connues du point de vue du métamorphisme, mais elles appartiennent en majeure partie aux faciès inférieurs à celui des schistes verts. Quelques études détaillées y ont été faites, notamment dans la région houillère de Groundhog, dans le nord-est du bassin. Les valeurs de la réflectance de la vitrinite (R_{max}) vont de 1,70 à 5,8 % (Bustin, 1984). D'après Bustin, elles sont anormalement élevées compte tenu de la profondeur d'enfouissement maximale calculée (3 500 m), et elles résultent probablement de gradients géothermiques élevés (50-70°C/km) qui ont existé au Crétacé précoce. En se fondant sur les données concernant la réflectance de la vitrinite, la cristallinité de l'illite et les associations de minéraux, Moffat (1985) a conclu que le métamorphisme est antérieur à l'épisode de déformation du Crétacé tardif et que les paléogradients géothermiques dans le nord de la région de Groundhog étaient de l'ordre de 30 à 40°C/km. Dans le nord-ouest du bassin de Bowser, la pumpellyite cimente souvent les grès, et une analyse a révélé une valeur de R_{max} de 1,43 % (T.J.D. England, communication personnelle, 1983).

Près de Hazelton, la laumontite se présente souvent sous forme de ciment dans les grès du Groupe de Bowser Lake, et la prehnite a été reconnue à deux endroits (T.A. Richards, communication personnelle, 1985). Les volcanites basaltiques de Netalzul, qui sont localement interstratifiées de sédiments clastiques du Groupe de Bowser Lake, sont profondément laumontisées.

Assemblages du Crétacé

La plupart des strates crétacées du Domaine intermontagneux sont métamorphisées à des faciès inférieurs à celui des schistes verts. Par exemple, près de Spences Bridge, le Groupe de Spences Bridge du Crétacé inférieur présente des indices d'un métamorphisme d'enfouissement stratigraphique (Mamu, 1974). Vers la partie inférieure de la succession existe une zone à chlorite, calcite, quartz et épidote qui passe vers le sommet de la succession à une zone à laumontite formée à des températures inférieures à environ 250°C. Plus haut dans la colonne stratigraphique et au-dessus des lithologies à prehnite-laumontite, se trouvent des associations à laumontite-calcite et à laumontite-albite-quartz de la zone à laumontite qui se sont formées à des températures inférieures à 250°C. La zone à laumontite est surmontée de la zone à heulandite-stilbite, qui renferme de la heulandite à l'ouest (environ 180°C) et de la stilbite à l'est (environ 160°C); l'albite et la montmorillonite sont communes. Dans sa partie la plus élevée, la zone à zéolites renferme de la mordénite accompagnée de céladonite dans des roches qui sont habituellement vésiculaires plutôt qu'amygdalaires (Mamu, 1974). D'autres zéolites très hydratées, comme la lévyne, l'épistilbite, la natrolite et l'analcime (Drown, 1973) sont présentes ici et là dans la zone à mordénite. Il a été fait plusieurs datations K/Ar sur roche totale, qui s'échelonnent de 58,7 ± 2,3 Ma à 94,4 ± 3,3 Ma (Thorkelson et Rouse, 1989); la grande étendue de cet intervalle d'âges s'explique par la perte d'argon survenue au cours du métamorphisme d'enfouissement du Crétacé tardif au Paléocène.

Dans les régions de Hazelton et de Smithers, les roches clastiques du Groupe de Skeena du Crétacé inférieur ne contiennent aucun minéral secondaire évident. En revanche, le membre volcanique de Rocky Ridge du Groupe de Skeena est fortement zéolitisé par endroits. La laumontite, la scolécite, la mésolite, la natrolite et la thomsonite se rencontrent dans les filons et, moins souvent, sous forme de matrice (T.A. Richards, communication personnelle, 1985).

Dans le centre nord de la Colombie-Britannique, le Groupe de Sustut (Crétacé moyen-supérieur) appartient en grande partie au faciès à zéolites (Read et Eisbacher, 1974). Les grès non tufacés de la Formation de Tango Creek renferment une abondance de laumontite, accompagnée d'un peu d'albite et de sphène. Au-dessus, dans la Formation de Brothers Peak, la laumontite est répandue, mais un ciment d'albite, de l'analcime et de la heulandite ne sont développées qu'à l'intérieur ou dans le voisinage de sédiments tufacés qui renferment des échardes de rhyolite. Il en résulte que, dans la Formation de Brothers Peak, les lithologies à laumontite, à heulandite, à albite et à analcime sont intercalées, plutôt que disposées selon la profondeur d'enfouissement. Cette disposition est le résultat de la dissolution des échardes de verre, dont l'influence sur la composition des fluides interstitiels a été encore plus importante que les variations de pression et de température attribuables à la profondeur d'enfouissement stratigraphique. Des datations K/Ar sur roche totale exécutées sur des tufs vitreux sans cristaux provenant de la Formation de Brothers Peak ont donné 53 ± 6 Ma et 49 ± 5 Ma (Eisbacher, 1974). Les deux tufs sont à prédominance de heulandite-clinoptilolite, le seul minéral potassique de la roche, et les datations indiquent l'âge du métamorphisme au faciès à zéolites. L'épaisseur stratigraphique maximale au-dessus des tufs basaux de la Formation de Brothers Peak n'a pu dépasser 1 000 m pour produire une pression lithostatique de 0,4 kbar (0,4 x 10^5 kPa) à 65°C. L'épaisseur stratigraphique totale de 2 800 m à la base du groupe n'aurait produit que 0,75 kbar (0,75 x 10^5 kPa) à 120°C, mais cette estimation ne tient compte d'aucune surcharge tectonique qui aurait pu être exercée par les chevauchements dans la zone de plissement de Skeena (Evenchick, 1991). Dans la partie sud du bassin, les valeurs de la réflectance de la vitrinite (R_{max}) mesurée sur cinq échantillons prélevés jusqu'à 670 m au-dessus de la base du groupe s'échelonnent de 0,89 à 1,50 % (McKenzie, 1985).

Complexe métamorphique de Tatla Lake

La plupart des complexes à noyau métamorphique (metamorphic core complexes) sont situés dans le Domaine d'Omineca; le Complexe de Tatla Lake, que limite au sud-ouest la faille coulissante dextre de Yalakom, se situe du côté sud-ouest du Domaine intermontagneux. La géométrie du complexe est typique des complexes à noyau métamorphique. Un noyau anticlinorial migmatitique et gneissique, qui appartient au faciès des amphibolites, est structuralement sous-jacent à une carapace mylonitique dont l'épaisseur va jusqu'à 2 km. Un contact de faille sépare les roches mylonitiques des roches de couverture, qui appartiennent au faciès des schistes verts (Friedman et Armstrong, 1988). Celles-ci ont un âge minimal qui se situe au Jurassique tardif, comme l'indique une datation U/Pb de 157 Ma exécutée sur le zircon d'un filon-couche; elles sont provisoirement corrélées avec le Groupe de Hazelton, tout comme les roches fossilifères du compartiment supérieur, qui ont probablement un âge bajocien.

Les datations U/Pb sur zircon encadrent les âges des deux périodes de métamorphisme et de déformation qui ont affecté le compartiement inférieur. Le noyau gneissique représente un épisode initial de déformation qui s'est échelonné du Crétacé moyen au Crétacé tardif (107-79 Ma) et qui est associé à un événement en régime compressif d'étendue régionale (Rubin et al., 1990), de même qu'à un événement de métamorphisme au faciès des amphibolites qui a eu lieu dans des conditions d'environ 650°C et d'au moins 8 kbar (8 x 10^5 kPa). Les valeurs des conditions du métamorphisme sont vaguement encadrées par des pegmatites résultant de fusions partielles et par la présence d'une épidote magmatique dans l'orthogneiss. Un épisode tardif de déformation et de métamorphisme, datant de l'Éocène (55-47 Ma) a développé une fabrique mylonitique et des associations métamorphiques dans la partie supérieure du compartiment inférieur, et oblitéré toute trace de métamorphisme antérieur. Trois zones métamorphiques, à chlorite-biotite, à staurotide et à staurotide-kyanite ± sillimanite se sont formées dans la partie supérieure du compartiment inférieur. La géothermométrie et la géobarométrie des deux dernières ont produit des températures qui augmentent avec la profondeur, variant de 500 à 650 ± 50°C à 8 ± 3 kbar (8 x 10^5 ± 3 x 10^5 kPa). Les datations K/Ar de 53,6-45,6 Ma obtenues sur de la hornblende et de la biotite du compartiment inférieur correspondent à des températures de métamorphisme plus basses, situées dans l'intervalle de 500 à 300°C, ce refroidissement étant le résultat d'une dénudation tectonique du compartiment inférieur en régime extensif, le long d'une faille normale à pendage faible à moyen (Friedman, 1988; communication personnelle, 1991). Le style et la chronologie du métamorphisme dans le Complexe métamorphique de Tatla Lake sont semblables à ceux des complexes à noyau métamorphique situés à l'est, dans le sud du Domaine d'Omineca.

Roches tertiaires et plus jeunes

La plupart des roches éocènes ont probablement subi un métamorphisme cryptique ou au faciès à zéolites, mais peu d'entre elles contiennent des minéraux métamorphiques évidents. Le Groupe de Penticton de l'Éocène moyen est exceptionnel, en particulier sa Formation de White Lake (Church, 1973), qui contient localement de remarquables amygdales et fractures remplies de thomsonite, d'analcime, de stilbite, de stevensite, de mordénite et de natrolite. Cette association de minéraux témoigne de températures inférieures à 175°C et de pressions inférieures à environ 2,5 kbar (2,5 x 10^5 kPa). Dans le sud de la Colombie-Britannique, en particulier dans le bassin de Princeton, l'association heulandite-clinoptilolite est à la fois étendue et répandue dans les tephras, au point où elle offre des possibilités d'exploitation de minéraux industriels; la laumontite et la mordénite, en revanche, sont rares. Les valeurs de la réflectance de la vitrinite (R_{max}) mesurée sur des shales carbonés et des filons de charbon situés à proximité varient de 0,34 à 0,94 % (Read et al., 1991a). Des zéolites très hydratées sont répandues dans les coulées, où elles remplissent des fractures et des amygdales.

Dans la région du lac Tahtsa, les basaltes du Groupe d'Endako (Oligocène) sont fortement laumontisés par endroits. Cependant, dans la plupart des affleurements, le basalte présente peu de traces d'altération et contient de gros cristaux d'olivine non altérée. Contrairement à la structure en blocs faillés du Groupe d'Endako, les basaltes de plateau sus-jacents du Groupe de Chilcotin ne sont pas déformés. Des zéolites se rencontrent localement sous forme d'amygdales et de remplissages de fractures, mais elles sont moins abondantes que dans les basaltes du Groupe d'Endako. Elles sont rares dans les parties plus jeunes du Groupe de Chilcotin, dans le centre sud du Domaine intermontagneux.

DOMAINE CÔTIER

Le Domaine côtier est le plus à l'ouest des deux grands bombements de roches de métamorphisme élevé de la Cordillère canadienne. Le métamorphisme remonte principalement au Mésozoïque et au Tertiaire précoce, bien que des traces d'un métamorphisme paléozoïque soient conservées localement. Le polymétamorphisme pourrait être plus commun qu'il n'a été observé, car à de nombreux endroits, le métamorphisme, la déformation et le plutonisme intenses du Crétacé et du Tertiaire précoce masquent les traces d'événements antérieurs.

Le Domaine côtier se compose de roches plutoniques (dans une proportion d'au moins 80%) et de gneiss granitoïdes, de métasédiments et de métavolcanites (20%). Les roches métamorphiques forment couramment des écrans et des pendentifs entourés et recoupés par des roches plutoniques. Comme la plupart des écrans sont étroits, il est difficile de déterminer s'il y a eu métamorphisme régional ou tout simplement métamorphisme de contact par suite de la mise en place des plutons. Cependant, vu l'uniformité générale du métamorphisme (voir la Carte métamorphique, 1714A, en pochette), celui-ci doit refléter les gradients thermiques régionaux dans lesquels se sont mis en place les plutons (Woodsworth, 1979), plutôt qu'un métamorphisme de contact classique. Les plutons posent un problème connexe. Bon nombre d'entre eux ont été mis en place avant ou durant le métamorphisme, mais d'autres sont dépourvus ou presque de traces de métamorphisme. Dans les terranes de métamorphisme faible, cette situation s'explique en partie par le fait qu'il faut dans les plutons des éléments volatils et des réseaux de fractures pour produire des associations de minéraux du faciès des schistes verts ou de faciès inférieurs. En outre, les minéraux métamorphiques pourraient

être confinés uniquement dans des remplissages de fractures; or, aucune structure de ce genre n'a été examinée en détail dans le Domaine côtier. En revanche, les associations de minéraux reconnues dans les plutons granitoïdes sont normalement les mêmes que dans le faciès des amphibolites ou des granulites; ainsi, les plutons mis en place au cours du métamorphisme au faciès des amphibolites présentent rarement des indices de métamorphisme.

Partie nord du Domaine côtier

Au Yukon, dans le Domaine côtier, les roches métamorphisées forment de nombreux pendentifs dans des régions à prédominance de roches plutoniques et se trouvent aussi dans une vaste région, au nord-est de la faille de Denali, qui est constituée de strates attribuées aux roches de Gravina-Nutzotin (Jurassique supérieur et Crétacé inférieur) de l'Assemblage de Gambier. Des schistes à quartz et mica grenatifères abondent dans les pendentifs. Les roches de Gravina-Nutzotin sont des schistes qui se sont transformés en cornéennes par suite de la surimpression thermique de roches clastiques stratifiées antérieurement soumises à un métamorphisme régional (Tempelman-Kluit, 1974). Elles contiennent de la cordiérite, de l'andalousite, du quartz, du mica, du plagioclase et de la staurotide rétromorphosée. La surimpression thermique pourrait être associée à des roches granitiques intrusives du Cénozoïque précoce, qui sont distribuées sur une vaste étendue adjacente.

Partie centrale du Domaine côtier

La région la mieux connue du Domaine côtier est celle de Prince Rupert-Terrace-lac Tahtsa, entre 53°N et 55°N; c'est la partie la plus profondément exhumée du Complexe plutonique côtier. Le degré de métamorphisme augmente vers l'est, passant du faciès des schistes verts à l'ouest aux faciès des amphibolites à kyanite et des amphibolites à sillimanite et, localement, au faciès des granulites dans la zone axiale métamorphique du Domaine côtier. Plus à l'est, des failles ont juxtaposé les roches du faciès des amphibolites à andalousite et des roches contenant des associations de minéraux des faciès inférieurs à celui des schistes verts du Domaine intermontagneux. Cette configuration métamorphique se maintient vers le nord jusque dans le sud-est de l'Alaska et le nord-ouest de la Colombie-Britannique.

Dans la région de Prince Rupert-Terrace-lac Tahtsa, le Domaine côtier comporte deux segments longitudinaux qui présentent des styles métamorphiques, structuraux et plutoniques différents. Ils sont séparés par un accident structural bien visible, le linéament de Work Channel (fig. 17-8, chapitre 17). Par endroits, des failles ont juxtaposé le segment oriental à des roches appartenant généralement aux faciès inférieurs à celui des schistes verts du Domaine intermontagneux; ailleurs, le contact est masqué par de gros plutons post-tectoniques qui ont produit des auréoles de contact sur des roches faiblement métamorphisées du Domaine intermontagneux.

À l'ouest du linéament de Work Channel

Le métamorphisme dans cette région a produit une séquence barrovienne qui passe du faciès des schistes verts à l'ouest, au faciès des amphibolites près du linéament de Work Channel (Hutchison, 1982; Crawford et Hollister, 1982; Crawford et al., 1987). Une faille de chevauchement ductile hypothétique, située près de Prince Rupert, subdivise la région et pourrait constituer la limite entre le terrane d'Alexander à l'ouest et le terrane de Taku (?) à l'est.

Les roches situées à l'ouest et structuralement audessous de la zone de chevauchement ductile vont de la zone à chlorite et biotite dans les îles à l'ouest du détroit de Chatham (Woodsworth et Orchard, 1985) aux zones à grenat, à chloritoïde + staurotide et à kyanite (Crawford et Hollister, 1982). La géothermométrie et la géobarométrie des associations grenat + biotite et grenat + plagioclase + kyanite suggèrent que la kyanite s'est formé à environ 560°C sous des pressions de 5,6 ± 0,5 kbar ($5{,}6 \times 10^5 \pm 0{,}5 \times 10^5$ kPa) (Crawford et al., 1987). Les associations kyanite + staurotide situées à l'est et structuralement audessus de la zone de cisaillement de Prince Rupert se sont formées au cours d'une période de plissement et de chevauchement à vergence ouest. La sillimanite est absente, sauf dans les auréoles de métamorphisme de contact. L'association margarite + zoïsite + kyanite indique que le métamorphisme s'est opéré à environ 625°C et 8 kbar (8×10^5 kPa) (Crawford et al., 1979; Crawford et Hollister, 1982). Le Pluton d'Ecstall, qui est synmétamorphique et qui contient de l'épidote, a été mis en place dans des conditions de pression et de température similaires mais occupe maintenant un niveau structural élevé.

La configuration générale des isogrades de métamorphisme est inversée à l'ouest du linéament de Work Channel, les schistes et plutons de haute pression situés à l'est surmontant structuralement les roches de pression moins élevée se trouvant plus à l'ouest. L'analyse U/Pb du Pluton d'Ecstall synmétamorphique indique que les associations de haute pression datent d'environ 98 Ma (Woodsworth et al., 1983b). Plus à l'ouest, le métamorphisme est plus récent (environ 90 ± 1 Ma) et passe de la zone à biotite à la zone à kyanite (Sutter et Crawford, 1985); il pourrait résulter en partie du chevauchement vers l'ouest de roches chaudes du terrane de Taku sur le terrane d'Alexander. Nulle occurrence de glaucophane, de lawsonite ou d'autres minéraux formés sous des pressions élevées n'a été découverte à l'ouest de Prince Rupert. L'analyse K/Ar de plutons situés à l'ouest de Prince Rupert indique que la température des roches a baissé à 250°C ou moins vers 84 Ma.

Dans la région du chenal Douglas, le métamorphisme régional dans l'extrême ouest du Domaine côtier s'élève jusqu'au faciès des schistes verts supérieur et au faciès des amphibolites inférieur. La présence locale d'andalousite suggère que les pressions maximales étaient beaucoup moins élevées que dans la région de Prince Rupert. Le métamorphisme est contemporain de la mise en place des plutons du Jurassique tardif, ou légèrement antérieur (P. van der Heyden et G.J. Woodsworth, données inédites), et il est nettement antérieur au métamorphisme de haute pression qui a affecté la région de Prince Rupert.

À l'est du linéament de Work Channel

Le métamorphisme au faciès des amphibolites prédomine dans la zone située entre le linéament de Work Channel et la bordure est du Domaine côtier. Les roches

métamorphiques forment collectivement le Complexe gneissique central (Hutchison, 1982); environ 50 % des roches sont des orthogneiss et des gneiss granitoïdes, et 50 % des métasédiments et métavolcanites. L'aluminosilicate prédominant est la sillimanite. La kyanite et la staurotide sont absents presque partout, mais la présence locale de pseudomorphose de kyanite en sillimanite (Sisson, 1985) et d'inclusions de kyanite et de sillimanite dans les grenats témoigne d'un métamorphisme antérieur à la formation de la sillimanite (Hollister, 1977, 1982). La kyanite se rencontre aussi dans la zone de roches métamorphiques qui se situe entre les plutons d'Ecstall et de Quottoon au sud de la rivière Skeena; les estimations de pression-température de 5 à 6 kbar (5-6 x 10^5 kPa) à 565-600°C établies par Krage (1984) suggèrent qu'une baisse des températures métamorphiques pourrait être responsable de l'apparition des zones à kyanite et à staurotide-kyanite sur une partie de la bordure sud-ouest de la zone orientale. En général, les températures maximales du métamorphisme ont dépassé 650°C sous une pression approximative de 5 à 6 kbar (5-6 x 10^5 kPa) dans le Complexe gneissique central (Hollister, 1982; Selverstone et Hollister, 1980).

Une fusion partielle a accompagné le métamorphisme à de nombreux endroits dans le Complexe gneissique central et produit de remarquables migmatites; Lappin et Hollister (1980) et Kenah et Hollister (1983) en ont examiné quelques-unes en détail. Ils ont conclu que la fusion partielle d'un gneiss à biotite + hornblende + quartz + plagioclase a fait disparaître la biotite et la hornblende, et entraîné la production d'un magma leucotonalitique et la formation de hornblende comme minéral résiduel. D'autres réactions comportant la fusion partielle d'associations à hornblende + quartz et la production d'un magma granitique pourraient s'être produites.

Par endroits, il existe des associations typiques du faciès des granulites de basse pression (Hollister, 1975; Selverstone et Hollister, 1980). Les associations partielles suivantes sont présentes: grenat + hypersthène + quartz + plagioclase; biotite + orthoclase + orthopyroxène + grenat + quartz + plagioclase; biotite + grenat + cordiérite + sillimanite + orthoclase + plagioclase. L'association grenat + clinopyroxène est absente. Le métamorphisme s'est opéré à une température d'environ 800°C et sous une pression voisine de 5 kbar (5 x 10^5 kPa).

Hollister (1982) affirme que le métamorphisme de la zone à staurotide-kyanite qui est représenté par des pseudomorphes et des reliques dans les grenats a atteint des températures d'environ 600°C sous une pression d'environ 6 kbar (6 x 10^5 kPa) avant 85 Ma; il met en corrélation ce métamorphisme et le métamorphisme de haute pression survenu à l'ouest du linéament de Work Channel. À l'aide de datations U/Pb sur les zircons provenant d'orthogneiss et de granulites, Woodsworth et al. (1983b) ont suggéré que les températures maximales du métamorphisme représenté par les roches de la zone à sillimanite ont été atteintes au Crétacé tardif, entre 83 Ma et 65 Ma. Le développement de grands plis couchés et d'une foliation faiblement inclinée vers le nord coïncide avec le métamorphisme (Hill, 1984).

Au Tertiaire précoce, le Complexe gneissique central s'est soulevé à raison d'environ 2 mm/a (Hollister, 1982). La décompression s'est traduite par le développement de symplectites d'hypersthène et de plagioclase remplaçant les grenats, par la formation de bordures de cordiérite autour des grenats, et par la présence d'andalousite dans les filons discordants. De gros plutons de tonalite et de diorite, comme ceux de Quottoon et de Kasiks, ont été mis en place au cours du soulèvement; l'introduction de chaleur qui a accompagné l'événement pourrait avoir contribué à la formation locale d'associations du faciès des granulites. Vers 45 Ma, la température du complexe avait baissé à environ 250°C ou moins, comme l'indique la remise au zéro des âges K/Ar sur la biotite provenant de roches métamorphiques et plutoniques, et sa profondeur était inférieure à 5 km. Selon Crawford et al. (1987), le soulèvement se serait produit le long de zones de cisaillement ductile à pendage abrupt le long du linéament de Work Channel à l'ouest, et le long de chevauchements ductiles à fragiles à vergence nord-ouest et de failles fragiles à pendage abrupt à l'est. Cependant, la similitude d'âges K/Ar entre le Complexe gneissique central et le complexe à noyau métamorphique de Tatla Lake immédiatement à l'est du Domaine côtier, de même que l'absence générale à l'est et à l'ouest de sédiments clastiques dérivés du Domaine côtier indiquent que le soulèvement et la dénudation tectonique du complexe pourraient être le résultat d'une distension.

Bordure orientale du Domaine côtier

Sur une bonne longueur du Domaine côtier, de grands plutons obscurcissent les relations existant entre les domaines côtier et intermontagneux. Par exemple, la partie est du Pluton de Ponder, au nord-ouest de Terrace, a fait intrusion vers 45 Ma dans des roches du Groupe de Bowser Lake (fig. 16-6) appartenant aux faciès inférieurs à celui des schistes verts. Les associations observées dans l'auréole de contact bien développée contiennent de la cordiérite, de la sillimanite et de l'andalousite et indiquent des températures de 400 à 700°C sous des pressions de 2 à 3 kbar (2-3 x 10^5 kPa) (Sisson, 1985, 1987).

Dans la région du lac Tahtsa, des failles ont juxtaposé les domaines côtier et intermontagneux. Comme le décrit van der Heyden (1982), la limite entre ces domaines est un complexe de chevauchement fortement disloqué. Les roches du Complexe gneissique central et du Complexe métamorphique de Gamsby ont été mylonitisées et métamorphisées jusqu'au faciès des amphibolites au Jurassique tardif-Crétacé précoce; plus tard, elles ont été chevauchées vers le nord-est sur des roches de faciès inférieurs à celui des schistes verts du Domaine intermontagneux. Le Complexe gneissique central se compose principalement de gneiss granitoïdes et d'amphibolites à grenat. Une zone de transition, le Complexe métamorphique de Gamsby, se trouve structuralement au-dessous du Complexe gneissique central (van der Heyden, 1982). Elle se compose en grande partie de roches métavolcaniques du faciès des schistes verts, qui pourraient représenter les équivalents métamorphisés de l'Assemblage de Hazelton du Domaine intermontagneux. La configuration structurale et métamorphique indique que le Complexe gneissique central a été plissé et chevauché vers l'est sur le Groupe de Gambsy pendant que les roches du complexe étaient encore chaudes, car de nombreux éléments déformationnels du complexe sont recuits (van der Heyden, 1982).

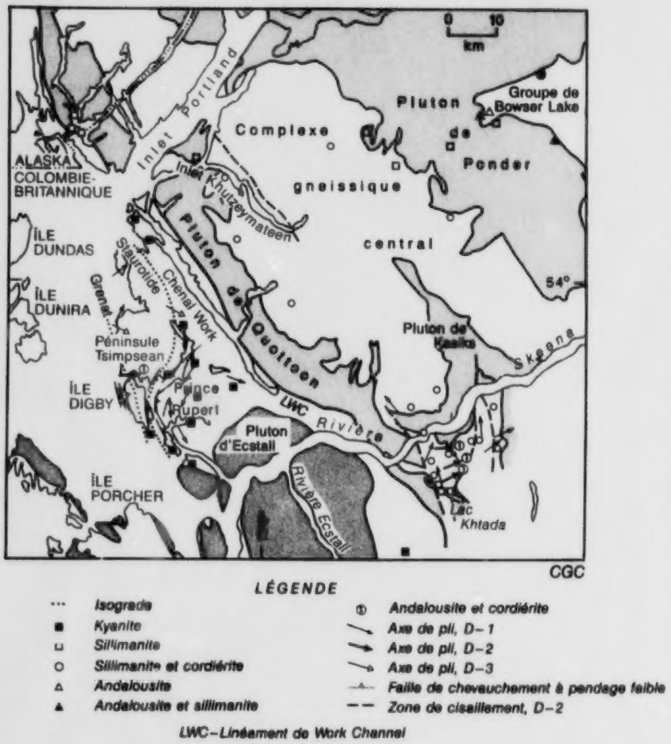


Figure 16-6. Carte simplifiée de la région de Prince Rupert, d'après Hutchison (1982), Hollister (1982), Sisson (1985) et Woodsworth et al. (1983a). Les grands massifs intrusifs sont en grisé. Les pointillés figurent les isogrades du grenat et de la staurotide. La kyanite se rencontre uniquement à l'ouest du linéament de Work Channel et la sillimanite à l'est.

Dans la région du pic Atna, les roches de l'extrême est du Domaine côtier se composent de sédiments et volcanites métamorphisés de la Stikinie. Les associations de minéraux du métamorphisme régional sont atypiques du Complexe gneissique central, car elles se caractérisent par la coexistence de l'andalousite et de la staurotide et indiquent une séquence de faciès de type Buchan. Le métamorphisme s'est opéré dans des conditions de pression et de température d'environ 550°C et 2,5 kbar (2,5 x 10^5 kPa) (Ghent, Woodsworth et Evenchick, données inédites) et a coïncidé avec la formation de plis droits serrés dont les axes plongent faiblement vers le sud-ouest. L'intrusion de petits plutons synmétamorphiques de granite à biotite semble avoir fourni suffisamment de chaleur pour produire de la sillimanite dans les roches situées près du pluton; les pressions étaient nettement plus élevées dans les roches de la zone à sillimanite que dans les associations de minéraux de métamorphisme plus faible. Le métamorphisme a eu lieu au début du Crétacé tardif, à la même époque que le métamorphisme de type Buchan de la région du mont Raleigh, des schistes de Chism Creek (voir ci-dessous) et ailleurs dans l'est du Complexe plutonique côtier et dans le nord de la chaîne des Cascades. Les roches du faciès des amphibolites qui sont présentes dans la région du pic Atna sont en contact, à l'est, avec les roches du faciès à prehnite-pumpellyite de l'Assemblage de Hazelton du Domaine intermontagneux. La cartographie de reconnaissance suggère qu'elles ont été amenées en contact par une faille inverse à fort pendage. Le métamorphisme observé dans la région du pic Atna n'a aucun équivalent d'âge ou de style comparable dans la région de Prince Rupert-Terrace. Cependant, il ressemble à plusieurs égards au métamorphisme de la région du mont Raleigh, environ 400 km au sud-ouest et aussi près de la bordure orientale du Complexe plutonique côtier.

Partie sud du Domaine côtier

Les associations du faciès à prehnite-pumpellyite prédominent à l'ouest, dans le sud du Domaine côtier, entre Vancouver et le système de failles du Fraser. À l'est du lac Harrison, les associations barroviennes prédominent dans le prolongement nord de la zone axiale métamorphique de la chaîne des Cascades, tandis que les roches des terranes de Bridge River, de Cadwallader et de Methow contiennent généralement des associations du faciès à prehnite-pumpellyite et du faciès des schistes verts.

Dans les deux tiers occidentaux du Domaine côtier méridional, à l'ouest de la rivière Lillooet et du lac Harrison, les roches métamorphiques se composent en grande partie d'associations du faciès des schistes verts et de faciès inférieurs, avec par endroits des associations du faciès des amphibolites et du faciès des schistes bleus à lawsonite de type Buchan. Une série barrovienne est bien développée à l'est du lac Harrison, dans le prolongement canadien de la zone axiale métamorphique de la chaîne des Cascades. Les associations du faciès à prehnite-pumpellyite prédominent dans le Domaine côtier, à l'est du Complexe plutonique côtier. Les roches qui ont été soumises aux pressions maximales se rencontrent de part et d'autre de la zone de failles de Harrison Lake-Lillooet River et de son prolongement inféré vers le nord-ouest. Les températures et pressions du métamorphisme ont nulle part atteint celles de la région de Prince Rupert-Terrace.

Pendentifs à l'ouest du lac Harrison et de la rivière Lillooet

La plupart des zones de roches métamorphiques de cette région, généralement allongées, appartiennent au faciès des schistes verts, mais il existe des roches de métamorphisme plus élevé et plus faible, même parmi les roches du même âge général. En général, le degré de métamorphisme du Groupe de Gambier (Crétacé inférieur) passe du faciès à prehnite-pumpellyite et du faciès des schistes verts inférieur à l'ouest, au faciès des amphibolites de type Buchan près du linéament de Lillooet River.

Par exemple, dans la région de Sky Pilot (fig.17-12), le Groupe de Gambier contient à la fois l'association prehnite + pumpellyite + chlorite + quartz, typique du faciès à prehnite-pumpellyite, et l'association épidote + chlorite + actinote, caractéristique du faciès des schistes verts (Heah et al., 1986). Près de la Granodiorite de Squamish (Crétacé moyen), les roches ont subi un métamorphisme de contact jusqu'au faciès des amphibolites, ce qui indique que le métamorphisme au faciès à prehnite-pumpellyite et au faciès des schistes verts s'est produit au Crétacé précoce et moyen.

Près de la tête de l'inlet Jervis, des roches pélitiques remontant probablement à l'Albien contiennent l'association biotite + andalousite et des volcanites, l'association chlorite + épidote + actinote, ce qui suggère des températures de l'ordre de 450°C et des pressions de 1 à 3 kbar (1-3 x 10^5 kPa) (Woodsworth, données inédites).

Les affleurements des roches du métamorphisme le plus élevé, qui appartiennent probablement au Groupe de Gambier, sont situés dans la région du mont Raleigh (fig. 16-7), juste au sud-ouest du prolongement nord-ouest de la zone de failles de Lillooet River. Les isogrades de la staurotide, de la fibrolite, de la sillimanite et de la cordiérite indiquent un métamorphisme de type Buchan; le degré de métamorphisme augmente du nord-est au sud-ouest (Woodsworth, 1977, 1979; Kerrick et Woodsworth, 1989). L'andalousite est l'aluminosilicate prédominant dans la majeure partie du pendentif, et la kyanite y est absente. Les températures du métamorphisme ont atteint environ 700°C sous une pression de 2 à 3 kbar (2-3 x 10^5 kPa) (Kerrick et Woodsworth, 1989). D'après Woodsworth (1979), le métamorphisme a été produit par des gradients thermiques régionaux et est indépendant du plutonisme au niveau d'érosion actuel. Les contacts des plutons sont subverticaux mais l'isograde de la staurotide a un pendage d'environ 30° vers le sud-ouest. Le métamorphisme maximal a eu lieu au cours du soulèvement et a été accompagné de la mise en place de roches plutoniques qui ont déformé et modifié les structures préexistantes du pluton. D'après Woodsworth (1979), le métamorphisme remonte au début du Crétacé tardif; des datations K/Ar indiquent que la température des roches avait baissé à environ 250°C vers 70 Ma. Une auréole de contact de haute température et de basse pression s'est superposée au métamorphisme régional au Tertiaire précoce; les températures ont atteint environ 800°C sous des pressions de l'ordre de 2 kbar (2 x 10^5 kPa) (Woodsworth, 1979).

Des indices d'un métamorphisme antérieur au dépôt du Groupe de Gambier ont été relevés à quelques endroits dans le Domaine côtier. La présence de galets foliés dans un conglomérat près de la base du Groupe de Gambier (Woodsworth, 1979) indique qu'une déformation ductile a eu lieu, du moins à l'échelle locale, avant l'accumulation du Groupe de Gambier. D'après Woodsworth (1979), certaines parties de la région du mont Raleigh ont été métamorphisées avant le Crétacé précoce, mais les meilleurs indices de cet événement proviennent de l'île Gambier, où le Groupe de Gambier contient des associations à prehnite, chlorite et épidote de faciès inférieurs à celui des schistes verts; il y a absence d'actinote et de traces de déformation pénétrative (McKillop, 1973). Le Groupe de Bowen Island sous-jacent est folié et contient l'association albite + actinote + épidote + chlorite, typique des faciès inférieurs à celui des schistes verts. Le Groupe de Bowen Island, qui renferme des roches du Jurassique inférieur et moyen, est recoupé par des plutons du Jurassique tardif (âge K/Ar), qui produisent des auréoles de métamorphisme

CGC

Figure 16-7. Distribution des plutons prémétamorphiques, synmétamorphiques et postmétamorphiques dans la région du mont Raleigh, et isogrades dans les roches pélitiques. (D'après Woodsworth, 1979 et Kerrick et Woodsworth, 1989)

de contact dans les roches du faciès des schistes verts (McKillop, 1973).

La région à l'ouest du lac Harrison est constituée en grande partie de strates faiblement métamorphisées de l'intervalle du Trias moyen au Crétacé moyen. Toutes les unités sont métamorphisées jusqu'au faciès à prehnite-pumpellyite. Les associations suivantes sont présentes dans la Formation de Harrison Lake (Jurassique inférieur-moyen): laumontite + prehnite + chlorite; prehnite + pumpellyite + épidote + chlorite; trémolite + épidote + chlorite. Toutes renferment du quartz, de l'albite et du sphène (Beaty, 1974). M.T.Brandon (communication personnelle, 1985) a signalé la présence de lawsonite dans la Formation de Billhook Creek du Jurassique supérieur. Des conodontes de la Formation de Camp Cove (Trias moyen) présentent des indices d'altération de 4 à 4,5 (M.J. Orchard, communication personnelle, 1987). Des associations caractéristiques des faciès à zéolites, à prehnite-pumpellyite et des schistes bleus à lawsonite se rencontrent à l'ouest du lac Harrison, mais la plupart des roches appartiennent au faciès à prehnite-pumpellyite.

Au sud du fleuve Fraser, dans des régions constituées de strates des groupes de Chilliwack et de Cultus, la lawsonite s'observe couramment, en association avec la calcite, la chlorite, l'albite et, plus rarement, la pumpellyite (Beaty, 1974). Les zéolites sont absentes. Les associations, caractéristiques du faciès des schistes bleus à lawsonite, indiquent des pressions légèrement plus élevées que celles qui ont prévalu à l'ouest du lac Harrison.

Zone axiale métamorphique de la chaîne des Cascades

La région située entre le lac Harrison et le fleuve Fraser et à l'ouest de la zone de failles de Ross Lake au sud de Hope représente le prolongement, au Canada, des roches de métamorphisme élevé de la chaîne des Cascades septentrionale de l'État de Washington. À l'est du lac Harrison, sur le côté occidental du Pluton de Spuzzum synmétamorphique, le degré de métamorphisme augmente d'ouest en est, passant de la zone à grenat à la zone à grenat-staurotide, puis à la zone à staurotide-kyanite et enfin à la zone à gros cristaux de sillimanite (Gabites, 1985; Lowes, 1972; Reamsbottom, 1971, 1974). Le métamorphisme maximal s'est opéré à des températures d'environ 700°C et sous des pressions de 6 à 8 kbar (6-8 x 10^5 kPa). Les conditions métamorphiques étaient analogues entre le fleuve Fraser et le Pluton de Spuzzum (Pigage, 1976; Bartholomew, 1979; Hollister, 1969a, b). Les isogrades ne sont pas parallèles aux contacts du Pluton de Spuzzum, et le pluton les recoupe par endroits.

Des roches montrant un métamorphisme barrovien semblable s'étendent de façon discontinue jusque dans le nord de la chaîne des Cascades dans l'État de Washington (Haugerud, 1985). Gabites (1985) suggère que le métamorphisme remonte au Crétacé précoce, d'après la datation U/Pb du Pluton de Spuzzum prémétamorphique et synmétamorphique; cet âge s'accorde avec le métamorphisme au faciès des schistes bleus qui a affecté au Crétacé précoce le terrane de Shuksan dans l'État de Washington (Brown, 1988). Dans le sud de la chaîne Côtière et le nord de la chaîne des Cascades, les roches métamorphiques forment une série de nappes de charriage empilées dont l'âge diminue vers l'ouest (Cowan et Potter, 1986, et Monger et al., sous presse). Dans cette interprétation, les roches barroviennes dans la région du lac Harrison et du fleuve Fraser occupent une position élevée dans la séquence structurale et reposent structuralement sur des roches d'un métamorphisme plus faible à l'ouest du lac Harrison. Le métamorphisme survenu à l'ouest du lac Harrison pourrait être dû à un enfouissement structural lié à l'épisode de chevauchement du Crétacé moyen.

Des indices d'un métamorphisme de type buchan précoce ont été relevés dans cette région. Reamsbottom (1974) a observé des porphyroblastes d'andalousite près du Pluton de Spuzzum, alors que Pigage (1976) et Hollister (1969a) ont décrit des pseudomorphes d'andalousite qui ont été remplacés par de la sillimanite. D'après Hollister (1969a), l'andalousite a cristallisé à l'état métastable dans le champ de la kyanite et a été remplacée par des associations stables. D'après Pigage (1976), cependant, l'andalousite a été formée par un métamorphisme de contact de basse pression associé à l'intrusion du Pluton de Spuzzum et a ultérieurement été surimprimée par des associations de plus haute pression. La présence étendue de porphyroblastes d'andalousite dans le nord de la chaîne des Cascades (Evans et Berti, 1986) donne raison à Pigage.

Bordure nord-est de la partie sud du Domaine côtier

Les roches à l'est de la plupart des plutons qui forment le Complexe plutonique côtier et à l'ouest des failles de Yalakom et de Pasayten présentent des styles métamorphiques variés. En général, elles appartiennent aux faciès inférieurs à celui des schistes verts; les strates du Trias sont probablement du faciès à prehnite-pumpellyite.

Région de la rivière Bridge

Entre Lillooet et Bralorne, le terrane de Bridge River comporte deux blocs structuraux séparés par une faille à fort pendage (Potter, 1983). Les roches vertes présentes dans le bloc sud-ouest contiennent des associations du faciès à prehnite-pumpellyite. L'actinote est absente; l'association laumonite + chlorite + quartz se rencontre localement. Le métamorphisme a été essentiellement statique, puisque très peu des roches ont des fabriques pénétratives, et il a probablement eu lieu par enfouissement sous des pressions inférieures à 4 kbar (4 x 10^5 kPa). La présence locale du faciès des amphibolites pourrait résulter d'un métamorphisme précoce d'un fond océanique à proximité d'un centre volcanique ou intrusif (Potter, 1983).

Le bloc nord-est présente une séquence métamorphique inversée qui passe, du sommet à la base de la séquence, du faciès des amphibolites inférieur au faciès à prehnite-pumpellyite. Le métamorphisme s'est opéré à des températures d'environ 325 à 525°C et sous des pressions voisines de 4 à 5 kbar (4 - 5 x 10^5 kPa) (Potter, 1983). D'après Potter, la déformation et le métamorphisme résultent du chevauchement, au Jurassique tardif, de roches chaudes du Complexe ultramafique de Shulaps.

Dans le terrane de Cadwallader à l'ouest et au nord du terrane de Bridge River, les strates triasiques et jurassiques sont métamorphisées au faciès à prehnite-pumpellyite (Rusmore, 1985, 1987). De l'actinote et peut-être aussi de la biotite sont présentes dans certains échantillons

dépourvus de pumpellyite. Les indices d'altération des conodontes sont presque tous situés dans l'intervalle de 2 à 4 (Rusmore, 1985). Le degré de métamorphisme des strates sus-jacentes du Crétacé et du Tertiaire précoce est inconnu mais devrait correspondre au faciès à zéolites.

Au sud-ouest de Bralorne existe une zone de roches métamorphiques de type Buchan appelée «schistes de Chism Creek» (Rusmore, 1985); les protolites pourraient appartenir en partie aux groupes de Bridge River et de Cadwallader. L'association andalousite + cordiérite + biotite + grenat + quartz et d'autres suggèrent des températures maximales d'environ 500 à 650°C et des pressions inférieures à 3 kbar (3 x 10^5 kPa). L'analyse U/Pb de zircons provenant d'intrusions déformées et d'intrusions discordantes indique que le métamorphisme et la déformation associée se sont échelonnés de 84 à 100 Ma (Rusmore, 1985). Ce métamorphisme serait donc contemporain du métamorphisme (faciès des schistes bleus à lawsonite) ayant affecté les roches des îles San Juan et de la région du mont Raleigh, mais il pourrait être antérieur au métamorphisme maximal du Complexe gneissique central dans la région de Terrace.

Les schistes de Chism Creek font partie d'une zone de métamorphisme buchanien qui s'échelonne du Crétacé moyen au Crétacé tardif et qui, du mont Raleigh, s'étend vers le sud-est à travers la partie est du Domaine côtier jusque dans le nord de la chaîne des Cascades dans l'État de Washington. À certains endroits (p. ex., au mont Raleigh, au ruisseau Kwoiek et dans certaines parties de la chaîne des Cascades septentrionale), les températures maximales du métamorphisme ont coïncidé avec le soulèvement et la décompression. Le métamorphisme a été accompagné d'un flux thermique élevé, de déformation et de plutonisme et pourrait être associé à un épaississement de la croûte causé par une transpression le long du Domaine côtier. Dans cette région, les pressions maximales du métamorphisme se rencontrent dans la région de Spuzzum, ce qui suggère que l'ampleur du soulèvement relatif a diminué du sud (près de Hope) au nord-ouest (dans la région du ruisseau Chism et du mont Raleigh).

DOMAINE INSULAIRE

La plupart des études sur le métamorphisme du Domaine insulaire, qui au Canada se compose principalement de la Wrangellie, ont été menées dans l'île de Vancouver. À cet endroit, on distingue principalement un événement de métamorphisme au faciès des schistes verts (Permien précoce-Trias moyen), un événement de métamorphisme d'enfouissement au faciès à prehnite-pumpellyite (Jurassique précoce-moyen), et un événement de métamorphisme d'enfouissement au faciès à zéolites (Éocène moyen-tardif). Dans les îles de la Reine-Charlotte, un métamorphisme d'enfouissement au Pliocène pourrait constituer le plus récent des événements de métamorphisme d'enfouissement reconnus dans la Cordillère canadienne. Dans l'île de Vancouver, le degré de métamorphisme et l'intensité du plutonisme augmentent vers le sud-ouest. Une configuration semblable s'observe dans les îles de la Reine-Charlotte et dans le sous-terrane de Craig du terrane d'Alexander. Par endroits, des roches appartenant aux faciès à zéolites et à prehnite-pumpellyite ont subi un métamorphisme de contact à l'Éocène. Dans le terrane de Pacific Rim, le métamorphisme comporte deux éléments dont l'un, du Crétacé tardif, a des affinités avec le faciès des schistes bleus et l'autre, de l'Éocène, est de type Buchan. Dans le sud de l'île de Vancouver, le terrane de Crescent, du faciès à prehnite-pumpellyite, a été charrié sous le terrane de Pacific Rim, qui est lui-même charrié sous la Wrangellie. Les roches de haute pression du terrane de Pacific Rim sont associées, non pas à la subduction, mais plutôt à un épaississement tectonique extrême qui a eu lieu durant la collision des plaques au Crétacé tardif.

Wrangellie

Loin des plutons, les roches wrangelliennes de l'île de Vancouver sont métamorphisées jusqu'aux zones à chlorite et biotite dans certaines parties du Groupe de Sicker, jusqu'aux faciès à prehnite-pumpellyite et à zéolites dans la Formation de Karmutsen et jusqu'au faciès à zéolites dans les strates jurassiques et crétacées (fig. 16-8 et 16-9). Des sédiments clastiques non métamorphisés du Groupe de Carmanah, qui s'échelonnent de l'Éocène à l'Oligocène, fixent la limite supérieure de l'intervalle d'âges (âge minimal) du dernier épisode de métamorphisme et des derniers mouvements dans les failles qui tronquent l'extrémité sud du terrane. Le degré de métamorphisme s'accroît du nord-est au sud-ouest, ce qui pourrait refléter l'augmentation générale de la profondeur d'érosion et de l'abondance des roches plutoniques vers le côté ouest de l'île.

L'âge et l'origine du métamorphisme du Groupe de Sicker (Dévonien à Permien) sont incertains, mais on a relevé des indices d'événements antérieurs au Trias précoce et postérieurs au Trias tardif. Le degré de métamorphisme

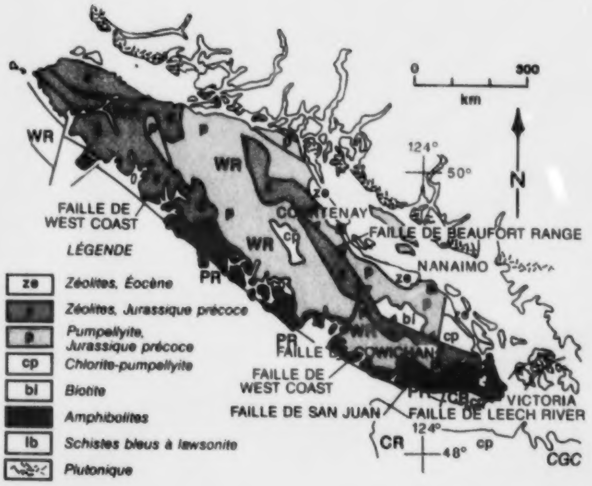


Figure 16-8. Carte métamorphique simplifiée de l'île de Vancouver, montrant la distribution des faciès et les principaux éléments structuraux. À remarquer la vaste zone de faciès à prehnite-pumpellyite dans le centre de l'île, le faciès à zéolites au nord et au sud, et la coexistence d'associations de minéraux du faciès des schistes bleus et du métamorphisme buchanien dans l'étroite zone du terrane de Crescent, près de Victoria. WR= Wrangellie; CR= terrane de Crescent; PR= terrane de Pacific Rim.

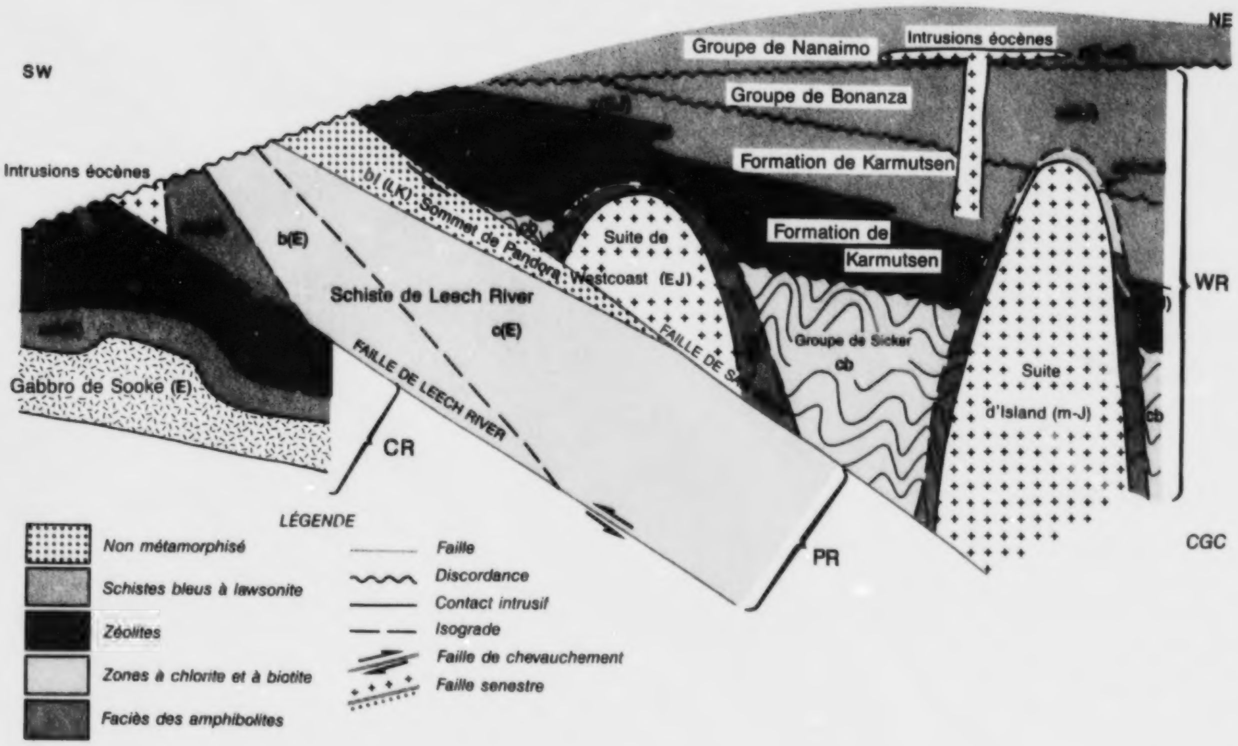


Figure 16-9. Coupe transversale schématique de l'île de Vancouver montrant les relations stratigraphiques, structurales et chronologiques entre les lithologies et le métamorphisme. Le diagramme n'est pas à l'échelle, et l'échelle verticale est exagérée. Les symboles métamorphiques sont définis au tableau 16-1. PR - terrane de Pacific Rim; CR - terrane de Crescent; WR - Wrangellie.

du Groupe de Sicker varie d'un endroit à l'autre. Il a probablement atteint le faciès des schistes verts dans la plupart des régions, mais il s'est élevé jusqu'au faciès des amphibolites sur le côté ouest de l'île de Vancouver, où se trouvent d'abondants plutons syncinématiques de la Suite d'Island. À certains endroits, les indices d'une déformation pénétrative dans le Groupe de Sicker sont rares ou absents et les clinopyroxènes d'origine ignée sont bien conservés (p. ex., Muller, 1980). Ailleurs, les roches présentent une schistosité très pénétrative et les pyroxènes sont profondément ouralitisés. La schistosité pourrait avoir été produite au cours de l'épisode de déformation par failles du Crétacé tardif (N.W.D. Massey, communication personnelle, 1987). Néanmoins, il semble évident que le Groupe de Sicker a subi une déformation régionale avant l'accumulation de la Formation de Karmutsen du Trias supérieur.

L'étude la plus détaillée de la stratigraphie et du métamorphisme du Groupe de Sicker a été faite par Juras (1987) dans la région du lac Buttle. À cet endroit, le Groupe de Sicker a subi un métamorphisme hydrothermal océanique d'étendue régionale, une altération hydrothermale associée à une minéralisation volcanogène en sulfures et un métamorphisme d'enfouissement. Les associations de minéraux sont caractéristiques de la zone à chlorite du faciès des schistes verts et du faciès à pumpellyite-actinote. Celles du faciès à pumpellyite-actinote se trouvent plutôt dans les parties sommitales de la séquence, et celles de la zone à chlorite dans ses parties inférieures.

Les conodontes provenant des calcaires du Pennsylvanien-Permien de la Formation de Buttle Lake, l'unité la plus jeune du Groupe de Sicker, et des cherts du Mississippien précoce, plus bas dans la succession, présentent des indices d'altération de 5 à 7 (Brandon et al., 1986). Ces valeurs correspondent à un métamorphisme de la zone à chlorite. Dans la Formation de Parson Bay sus-jacente (Trias supérieur), les indices d'altération des conodontes varient de 3 à 7 et sont en moyenne beaucoup moins élevés que dans le Groupe de Sicker. Les données sur les indices d'altération des conodontes suggèrent fortement que le métamorphisme du Groupe de Sicker est antérieur au Trias tardif.

Les volcanites basaltiques de la Formation de Karmutsen et les quelque 2 000 m de volcanites calco-alcalines sus-jacentes du Groupe de Bonanza présentent des indices d'un métamorphisme d'enfouissement stratigraphique. Les roches à laumontite du Groupe de Bonanza reposent sur les roches à zéolites de la partie supérieure de la Formation de Karmutsen (fig.16-9). Celles-ci passent vers le bas aux volcanites à prehnite-pumpellyite de la

Formation de Karmutsen. Bien que la transition soit compliquée dans le détail, comme le souligne Surdam (1967), elle se limite à quelques milliers de mètres verticalement au sein des roches de la Formation de Karmutsen. Dans tout le centre et le nord-est de l'île de Vancouver, des plutons de la Suite d'Island du Jurassique moyen-tardif ont produit des auréoles de métamorphisme de contact sur les associations préexistantes de métamorphisme régional faible (Kuniyoshi et Liou, 1976a, b; Surdam, 1967, 1973). Le métamorphisme d'enfouissement remonte donc au Jurassique précoce-moyen.

Sur le côté ouest de l'île de Vancouver, les roches métamorphiques du faciès des amphibolites font partie du Complexe cristallin de Westcoast, qui date du Jurassique précoce-moyen (Isachsen, 1984). D'après Isachsen, la différence entre le Complexe de Westcoast et la Suite d'Island tient au fait que les plutons du complexe ont été mis en place à un niveau structural beaucoup plus profond que la plupart des autres plutons à l'est qui se sont mis en place dans des lithologies du faciès des schistes verts.

Des sédiments clastiques du Groupe de Nanaimo (Crétacé supérieur) reposent en discordance sur le Groupe de Bonanza et les unités plus anciennes. Dans le Groupe de Nanaimo (fig. 16-9), la laumontite est seule présente sous forme de ciment et de phase de remplacement des plagioclases dans les arénites volcano-lithiques partout sauf dans la formation sommitale, où elle est accompagnée de la heulandite (Stewart et Page, 1974). Des quantités mineures de prehnite sont présentes près de la base du groupe; ce pourrait être un minéral détritique dérivé de la Formation de Karmutsen sous-jacente. La distribution des données sur le rang du charbon et la réflectance de la vitrinite semble davantage liée aux configurations du flux thermique local qu'à la profondeur stratigraphique. Dans les îles San Juan et le nord-ouest de la partie continentale de l'État de Washington, l'application de la méthode des traces de fission à l'apatite provenant de la Formation de Chuckanut, qui date de l'Éocène et a une épaisseur de 6 000 m, donne des âges éocènes (C.W. Naeser, communication personnelle, 1986). Ces âges pourraient représenter non seulement l'âge du métamorphisme de la Formation de Chuckanut, qui contient de la laumontite, mais probablement aussi l'âge du métamorphisme au faciès à zéolites du Groupe de Nanaimo. Au mont Washington, dans l'île de Vancouver, un porphyre quartzo-dioritique de l'Oligocène initial a fait subir un thermométamorphisme au grès et à l'argilite près de la base du Groupe de Nanaimo (Carson, 1960; McGuigan, 1975); le métamorphisme au faciès à zéolites est donc antérieur à l'Oligocène initial mais postérieur au protolite du Crétacé tardif.

Dans le nord de l'île de Vancouver, des lambeaux faillés d'unités clastiques du Crétacé sont considérés comme appartenant au faciès à zéolites sur la Carte métamorphique (carte 1714A, en pochette), sur la foi des données sur la réflectance de la vitrinite. Les lambeaux les plus jeunes appartiennent au Groupe de Nanaimo et contiennent du charbon bitumineux B très volatil qui ressemble à celui des roches à zéolites du Groupe de Nanaimo observées ailleurs. Les autres lambeaux ne contiennent pas de charbon analysé, mais on présume qu'ils ont subi un métamorphisme au faciès à zéolites.

Dans les îles de la Reine-Charlotte et le bassin de Reine-Charlotte adjacent, un épisode de métamorphisme d'enfouissement a affecté les roches stratifiées, des plus vieilles aux plus jeunes (volcanites miocènes de la Formation de Masset et roches sédimentaires mio-pliocènes de la Formation de Skonun). Les volcanites de la Formation de Karmutsen appartiennent au faciès à prehnite-pumpellyite (Sutherland Brown, 1968). Les roches à zéolites font leur apparition près de la base des roches stratifiées sus-jacentes du Trias supérieur-Jurassique et persistent vers le haut jusque dans les volcanites à stilbite du Jurassique moyen. Les conodontes provenant des strates du Trias supérieur présentent des indices d'altération de 2 à 8 (Orchard, 1988). Les valeurs provenant de l'île Graham sont en moyenne inférieures à celles de l'île Moresby, les indices plus élevés étant associés à la proximité des intrusions. Plus haut dans la séquence stratigraphique, la laumontite et la mordénite cimentent les grès des formations de Haida et de Honna du Crétacé moyen (Yagishita, 1985).

Le long de la côte sud-ouest des îles, l'intrusion des plutons de la Suite d'Island(?) (Jurassique moyen-tardif) a produit des auréoles de cornéennes du faciès des schistes verts (zone à chlorite) au faciès des amphibolites dans la Formation de Karmutsen.

Les volcanites de la Formation de Masset (environ 1 500 à 2 000 m d'épaisseur) du Miocène sont localement amygdalaires, avec des remplissages de chlorite, de silice et de zéolites (chabasite, thomsonite et stilbite) (Sutherland Brown, 1968; C.J. Hickson, communication personnelle, 1988). Cependant, les zéolites ne se rencontrent que localement, et leur développement a été contrôlé davantage par la perméabilité que par la profondeur stratigraphique (T. Hamilton, communication personnelle, 1987). De nombreux échantillons de la Formation de Masset contiennent du verre. Dans le bassin de Reine-Charlotte, à l'est des îles, une litharénite volcanique de la Formation de Skonun (Miocène-Pliocène) contient des fragments mafiques chloritisés et de la laumontite formant un ciment et remplaçant le plagioclase dans des carottes prélevées à 1 600 m de profondeur à peine (Galloway, 1974). Comme la Formation de Skonun est interdigitée latéralement avec la Formation de Masset (Hickson, 1988), il semble que le métamorphisme d'enfouissement au faciès à zéolites n'a pas cessé avant le Pliocène.

Dans le sud-ouest du Yukon, les strates de la Wrangellie ont subi un métamorphisme d'enfouissement au Mésozoïque et peut-être aussi au Miocène. Entre les failles de Denali et de Duke River, le Groupe de Skolai du Paléozoïque supérieur et les Roches vertes de Nikolai du Trias supérieur appartiennent au faciès à prehnite-pumpellyite. Les Roches vertes de Nikolai sont surmontées, structuralement (et stratigraphiquement?), par des sédiments clastiques jura-crétacés de l'Assemblage de Gravina-Nutzotin, qui ne présente aucune trace évidente de métamorphisme. Des plutons postcinématiques du Crétacé précoce recoupent les strates. Certains plutons possèdent des auréoles de métamorphisme de contact bien développées, ce qui indique que le métamorphisme d'enfouissement n'est pas postérieur à la phase terminale du Crétacé précoce (Read et Monger, 1976).

Dans la partie alaskienne de la Wrangellie, entre les failles de Border Ranges et de Hubbard, les volcanites du faciès à prehnite-pumpellyite des Roches vertes de Nikolai contiennent localement des zéolites. Ces roches sont surmontées par environ 2 000 m de roches jurassiques et de

roches de l'Assemblage de Matanuska du Crétacé inférieur. Les strates crétacées contiennent des associations à laumontite, à heulandite ou à analcime dans la matrice des sédiments clastiques (MacKevett, 1971).

Dans le segment Denali-rivière Duke de la Wrangellie, des sédiments clastiques de l'Oligocène, qui mesurent 400 m d'épaisseur et renferment du charbon subbitumineux B et C, sont surmontés par environ 1 800 m de laves miocènes et pliocènes. Le rang du charbon indique une maturation thermique qui date vraisemblablement du Pliocène dans ces roches du faciès à zéolites. Les Laves de Wrangell susjacentes sont non métamorphisées.

Terrane d'Alexander

Dans le massif St. Elias, le terrane d'Alexander comprend une séquence épaisse, principalement sédimentaire, de roches s'échelonnant en âge du Cambrien tardif au Trias tardif. Ces strates ont presque partout subi un métamorphisme régional aux zones à chlorite et à biotite. Des conodontes provenant de roches de la zone à chlorite et s'échelonnant de l'Ordovicien au Trias tardif, présentent des indices d'altération de l'ordre de 5 (M.J. Orchard, communication personnelle, 1986). Localement, dans les parties ouest de la région, le métamorphisme s'élève au faciès des schistes verts supérieur et même jusqu'au faciès des amphibolites intermédiaire.

Dans le centre et le nord-est du massif St. Elias, des plutons épizonaux de la Suite de Saint Elias présentent des auréoles de cornéennes bien développées et recoupent des strates du faciès des schistes verts. Ces plutons ont donné des âges K/Ar de 130 à 160 Ma (Dodds et Campbell, 1988). Le métamorphisme est donc postérieur au Trias tardif et antérieur au Jurassique tardif. Cependant, à certains endroits, des plutons de la Suite d'Icefield Ranges (Pennsylvanien tardif-Permien précoce) font intrusion dans des strates du faciès des schistes verts et y produisent des auréoles de métamorphisme de contact, ce qui suggère que le métamorphisme régional est en partie antérieur au Pennsylvanien tardif (Dodds et Campbell, 1988).

Des sédiments oligocènes supportent jusqu'à 1 900 m de Laves de Wrangell. Les volcanites contiennent localement des amygdales et des zéolites. Bien que les laves soient essentiellement non métamorphisées, le rang du charbon (au moins subbitumineux) contenu dans les sédiments sous-jacents implique l'existence d'un métamorphisme au faciès à zéolites au Miocène-Pliocène.

Terranes de Pacific Rim et de Crescent

La partie sud-ouest de l'île de Vancouver se compose en grande partie du terrane de Pacific Rim (Jurassique-Crétacé), qui est séparé de la Wrangellie par la faille de San Juan, et du terrane de Crescent (Éocène), qui est juxtaposé au terrane de Pacific Rim le long de la faille de Leech River. Le terrane de Pacific Rim comprend deux unités lithologiques, qui diffèrent l'une de l'autre par leur style métamorphique. La première, du Crétacé supérieur, renferme des associations à lawsonite de basse température et de haute pression alors que la seconde est constituée de blocs limités par des failles, renfermant des associations métamorphiques de haute température et de basse pression qui remontent à l'Éocène tardif. Le terrane de Crescent appartient totalement au faciès à prehnite-pumpellyite.

Les Schistes de Leech River, qui font partie du terrane de Pacific Rim, se composent de pélites et de wackes auxquels se superpose un métamorphisme buchanien de haute température et de basse pression. L'analyse K/Ar de la biotite métamorphique a produit un âge de 39 Ma, qui situe le métamorphisme à l'Éocène tardif (Fairchild et Cowan, 1982). Des isogrades bien définies séparent les roches de la zone à chlorite, près de la faille de San Juan, des roches de la zone à biotite et, finalement, des roches à andalousite + staurotide + biotite + grenat près de la faille de Leech River. Les isogrades sont recoupées par la faille de Leech River et, présumément aussi, par la faille de San Juan. Les roches les plus métamorphisées ont atteint des températures de 500 à 600°C sous des pressions de 1,5 à 3,5 kbar (1,5 - 3,5 x 10^5 kPa) (Fairchild et Cowan, 1982).

Des roches métamorphiques de haute pression (l'unité de Pandora Peak de Rusmore et Cowan, 1985) affleurent dans plusieurs petits blocs faillés. Les associations caractéristiques sont à lawsonite + quartz + calcite, avec ou sans prehnite (Rusmore et Cowan, 1985). Certaines des roches dépourvues de lawsonite contiennent l'association pumpellyite + épidote. Des associations semblables se rencontrent dans d'autres digitations limitées par des failles et dans la Formation de Constitution, dans les îles San Juan, où les associations lawsonite + quartz + aragonite et prehnite ± lawsonite + quartz + aragonite définissent une isograde de l'apparition de prehnite (Brandon, 1980; Vance, 1968). Dans les îles San Juan, des roches relativement récentes (Albien tardif) ont été métamorphisées, et des clastes de roches métamorphiques s'observent dans des roches du Santonien-Campanien. Le métamorphisme est donc confiné à un intervalle d'environ 10 Ma (93 à 83 Ma) (Brandon, 1980).

La juxtaposition des associations de haute pression des formations de Pandora Peak et de Constitution d'une part, et des roches du métamorphisme buchanien des Schistes de Leech River d'autre part, implique l'existence d'un rejet de faille important. De plus, la différence de style métamorphique entre les deux unités suggère qu'il y aurait peut-être lieu de subdiviser le terrane de Pacific Rim.

Dans le sud de l'île de Vancouver, le terrane de Crescent est constitué en grande partie par la suite ophiolitique démembrée de Metchosin (Éocène) (Massey, 1986). Les roches ont subi une halmyrolyse de plancher océanique, suivie d'un métamorphisme au faciès à prehnite-pumpellyite. Le métamorphisme est postérieur au métamorphisme buchanien (Éocène tardif) des Schistes de Leech River, mais antérieur au dépôt des sédiments clastiques non métamorphisés, sus-jacents, du Groupe de Carmanah.

Yorath et al. (1985) ont conclu que les failles de San Juan et de Leech River, qui constituent les limites nord et sud du terrane de Pacific Rim, sont légèrement inclinées vers le nord, de sorte que les terranes de Pacific Rim et de Crescent auraient été poussés du sud sous la Wrangellie. D'après Rusmore et Cowan (1985), un métamorphisme de haute pression a affecté au Crétacé tardif un protolite jura-crétacé du terrane de Pacific Rim et de la Formation de Constitution des îles San Juan. Ces roches ont été charriés sous la Wrangellie au Tertiaire précoce. Les Schistes de Leech River ont subi un métamorphisme buchanien au cours de l'Éocène tardif, et les roches ont ultérieurement été charriées sous les roches à lawsonite de l'unité de Pandora Peak.

CONCLUSIONS

Toutes les roches de la Cordillère canadienne qui sont antérieures au Miocène, même celles du Domaine de l'avant-pays, que la littérature traditionnelle présumait non métamorphisées, présentent des indices d'un métamorphisme plus poussé que celui qu'on attribue à la diagenèse. Dans le Domaine de l'avant-pays, les paramètres de la maturité organique (notamment les indices d'altération des conodontes et les données sur la réflectance), plus encore que les associations de minéraux, mettent en évidence un métamorphisme cryptique et un métamorphisme de faciès inférieurs à celui des schistes verts. L'omniprésence du métamorphisme dans la Cordillère est une conséquence du flux thermique élevé qui existe dans la région depuis le Trias tardif (Sweeney et al., chapitre 2 du présent volume). En fait, il serait étonnant de rencontrer de vieilles roches non métamorphisées dans un orogène tectoniquement actif comme la Cordillère.

Les roches appartenant aux faciès des schistes verts et des amphibolites reflètent un enfouissement profond et des températures élevées; elles forment les zones axiales métamorphiques des domaines côtier et d'Omineca. Les roches moins métamorphisées, qui sont présumées procéder en grande partie d'un métamorphisme d'enfouissement, sont présentes dans la majeure partie des domaines intermontagneux, insulaire et de l'avant-pays. Les zones axiales métamorphiques coïncident approximativement avec les deux grandes zones de plutons de la Cordillère; ils résultent d'un épaississement de la croûte et d'une compression, suivis d'une période de soulèvement généralement rapide et d'érosion. Le métamorphisme en bordure des zones axiales est l'expression, à de faibles profondeurs, des processus qui ont affecté, à de grandes profondeurs, les zones axiales métamorphiques.

De façon générale, le métamorphisme a coïncidé avec l'accrétion de terranes allochtones au proto-continent nord-américain au Mésozoïque et au Tertiaire précoce; en fait, il en est probablement le résultat. Des micas métamorphiques prélevés dans l'est de l'Alaska (C. Dusel-Bacon, communication personnelle, 1985) et près de la frontière entre le Yukon et la Colombie-Britannique (Gabrielse et Reesor, 1964) ont produit des âges situés dans le Trias tardif et le Jurassique précoce; ces datations indiquent qu'un métamorphisme régional a eu lieu à cette époque, peut-être sous l'effet de l'accrétion et du recouvrement de terranes allochtones. Plus au sud, le métamorphisme maximal dans le Domaine d'Omineca s'est produit à la fin du Jurassique précoce et au Jurassique moyen, l'accrétion et le recouvrement des terranes allochtones ayant eu lieu plus tardivement à cet endroit. Dans le même ordre d'idées, des plutons post-tectoniques situés au nord, comme le Pluton de Tatlmain et les massifs de la Suite de Black Lake, sont légèrement plus anciens que les suites plutoniques syntectoniques et post-tectoniques de Nelson et de Kuskanax (Jurassique moyen) qui se trouvent dans le sud du Domaine d'Omineca. Ainsi, le métamorphisme et l'épaississement crustal, qui sont vraisemblablement associés à l'accrétion des terranes dans le Domaine d'Omineca, pourraient être diachroniques, ayant commencé beaucoup plus tôt au nord.

Dans la zone axiale métamorphique du Domaine côtier, à l'ouest, le métamorphisme est plus récent que dans le Domaine d'Omineca. Le métamorphisme au faciès des schistes verts et au faciès des amphibolites pourrait avoir commencé au Jurassique moyen, atteint son maximum au Crétacé moyen et persisté jusqu'au Tertiaire précoce. Tout comme dans le Domaine d'Omineca, il reflète l'épaississement crustal et la compression associés à l'accrétion. Il semble être diachronique, mais les détails sont mal connus.

Les minéraux métamorphiques des parties les plus métamorphisées du Domaine d'Omineca donnent des âges K/Ar situés dans l'Éocène. Nous savons maintenant que ces datations, qui ont longtemps intrigué les géologues de la Cordillère canadienne, correspondent aux âges des épisodes de distension et d'amincissement de la croûte qui ont accompagné, à l'Éocène, l'effondrement de la croûte chaude et surépaissie. Des travaux récents menés dans le Domaine d'Omineca ont montré que des associations de haute température et de basse pression de l'Éocène sont surimprimées à des associations de haute pression du Jurassique et du Crétacé moyen. Dans le Domaine côtier, l'analyse K/Ar des parties les plus métamorphisées a mis en évidence un épisode de refroidissement à l'Éocène, ce qui permet de conclure qu'à cet endroit également, il s'est produit un soulèvement rapide causé par la distension et l'amincissement de la croûte.

RÉFÉRENCES

Apted, M.J. and Liou, J.G.
1984: Phase relations among greenschist, epidote amphibolite and amphibolite in a basaltic system; American Journal of Science, v. 283-A, p. 328-354.

Archibald, D.A., Glover, J.K., Price, R.A., Farrar, E., and Carmichael, D.M.
1983: Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia. Part I: Jurassic to mid-Cretaceous; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1891-1913.

Archibald, D.A., Krogh, T.E., Armstrong, R.L., and Farrar, E.
1984: Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia. Part II: Mid-Cretaceous to Eocene; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 567-583.

Armstrong, J.E.
1949: Fort St. James map-area, Cassiar and Coast districts, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 252, 210 p.

Armstrong, R.L.
1982: Cordilleran metamorphic core complexes - from Arizona to southern Canada; Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 10. p. 129-154.
1988: Mesozoic and early Cenozoic magmatic evolution of the Canadian Cordillera; in Processes in Continental Lithospheric Deformation, S.D. Clark, Jr. et al. (ed.), Geological Society of America, Special Paper 218, p. 55-91.

Bartholomew, P.R.
1979: Geology and metamorphism of the Yale Creek area, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 105 p.

Beaty, R.J.
1974: Low grade metamorphism of Permian to Early Cretaceous volcanic and volcanoclastic rocks near Chilliwack, British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Berman, R.G.
1988: Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2; Journal of Petrology, v. 29, p. 445-522.

Berman, R.G. and Brown, T.H.
1985: Heat capacity of minerals in the system Na_2O-K_2O-CaO-MgO-FeO-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2-TiO_2-H_2O-CO_2: representation, estimation, and high temperature extrapolation; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 89, p. 168-183.

Bostick, N.H.
1979: Microscopic measurement of the level of catagenesis of solid organic matter in sedimentary rocks to aid exploration for petroleum and to determine former burial temperatures - a review; Society Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication 26, p. 17-43.

Braman, D.R.
1981: Upper Devonian-Lower Carboniferous microspore biostratigraphy of the Imperial Formation, District of Mackenzie and Yukon; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 378 p.

Brandon, M.T.
1980: Structural geology of Middle Cretaceous thrust faulting on San Juan Island, Washington; M.Sc. thesis, University of Washington, Seattle, 130 p.

Brandon, M.T., Orchard, M.J., Parrish, R.R., Sutherland Brown, A., and Yorath, C.J.
1986: Fossil ages and isotopic dates from the Paleozoic Sicker Group and associated intrusive rocks, Vancouver Island, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 683-696.

Brown, E.H.
1988: Structural geology and accretionary history of the North Cascades system, Washington and British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 99, p. 201-214.

Brown, R.L. and Read, P.B.
1983: Shuswap terrane of British Columbia: a Mesozoic "core complex"; Geology, v. 11, p. 164-168.

Brown, R.L., Journeay, J.M., Lane, L.S., Murphy, D.C., and Rees, C.J.
1986: Obduction, backfolding and piggyback thrusting in the metamorphic hinterland of the southeastern Canadian Cordillera; Journal of Structural Geology, v. 8, p. 255-268.

Burns, P.J.
1973: Stratigraphy and low grade metamorphism of the "Takla-Hazelton" Group, McConnell Creek map area, north-central British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 56 p.

Bustin, R.M.
1984: Coalification levels and their significance in the Groundhog coalfield, north-central British Columbia; International Journal of Coal Geology, v. 4, p. 21-44.

Campbell, K.V.
1971: Metamorphic petrology and structural geology of the Crooked Lake area, Cariboo Mountains, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 192 p.

Campbell, R.B.
1970: Structural and metamorphic transitions from infrastructure to superstructure, Cariboo Mountains, British Columbia; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper No. 6, p. 67-72.
1973: Structural cross-section and tectonic model of the southeastern Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1607-1620.

Campbell, R.B., Mountjoy, E.W., and Young, F.G.
1973: Geology of McBride map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 72-35, 104 p.

Carman, J.H. and Gilbert, M.C.
1983: Experimental studies on glaucophane stability; American Journal of Science, v. 283-A, p. 414-437.

Carmichael, D.M.
1978: Metamorphic bathozones and bathograds: a measure of depth of post-metamorphic uplift and erosion on the regional scale; American Journal of Science, v. 278, p. 769-797.

Carrigy, M.A.
1971: Lithostratigraphy of the uppermost Cretaceous (Lance) and Paleocene strata of the Alberta Plains; Research Council of Alberta, Bulletin 27, 161 p.

Carrigy, M.A. and Mellon, G.B.
1964: Authigenic clay mineral cements in Cretaceous and Tertiary sandstones of Alberta; Journal of Sedimentary Petrology, v. 34, p. 461-472.

Carson, D.J.T.
1960: Geology of Mount Washington, Vancouver Island, British Columbia; MA.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 116 p.

Cheney, E.S.
1980: Kettle dome and related structures of northeastern Washington; in Cordilleran Metamorphic Core Complexes, M.D. Crittenden, Jr., P.J. Coney and G.H. Davis (ed.), Geological Society of America, Memoir 153, p. 463-484.

Church, B.N.
1973: Geology of the White Lake Basin; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 61, 120 p.

Coates, J.A.
1960: Analcite bearing volcanic rocks of the Quesnel River Group, Cariboo District, British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 57 p.

Coombs, D.S.
1971: Present status of the zeolite facies: molecular sieve zeolites, v. 1; in Advances in Chemistry, Series 101, American Chemical Society, p. 317-327.

Cowan, D.S. and Potter, J.
1986: B3. Juan de Fuca Spreading Ridge to Montana Thrust Belt; Geological Society of America, Decade of North American Geology, Centennial Continent/Ocean Transect #9, 3 sheets.

Craw, D.
1978: Metamorphism, structure and stratigraphy in the Southern Park Ranges, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 86-98.

Crawford, M.L. and Hollister, L.S.
1982: Contrast of metamorphic and structural histories across the Work Channel lineament, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3849-3860.

Crawford, M.L., Kraus, D.W., and Hollister, L.S.
1979: Petrologic and fluid inclusion study of calc-silicate rocks, Prince Rupert, British Columbia; American Journal of Science, v. 279, p. 1135-1159.

Crawford, M.L., Hollister, L.S., and Woodsworth, G.J.
1987: Crustal deformation and regional metamorphism across a terrane boundary, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Tectonics, v. 6, p. 343-361.

Crosby, P.
1968: Tectonic, plutonic, and metamorphic history of the central Kootenay arc, British Columbia, Canada; Geological Society of America, Special Paper 99, 94 p.

Currie, K.L.
1975: The geology and petrology of the Ice River alkaline complex, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 245, 68 p.

Dechesne, R.G., Simony, P.S., and Ghent, E.D.
1984: Structural evolution and metamorphism of the southern Cariboo Mountains near Blue River, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 91-94.

Delaney, G.D.
1985: The Middle Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, 373 p.

Dodds, C.J. and Campbell, R.B.
1988: Potassium-argon ages of mainly intrusive rocks in the Saint Elias Mountains, Yukon and British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 87-16.

Drown, T.J.
1973: Zeolite facies metamorphism of the Kingsvale and Spences Bridge Groups; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 37 p.

Dudley, J.S.
1983: Zeolitization of the Howson facies, Telkwa Formation, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 311 p.

Dudley, J.S. and Ghent, E.D.
1980: Zeolite alteration of the Howson facies volcanics (Jurassic), British Columbia, Canada; in Proceedings of the Fifth International Conference on Zeolites, L.V. Rees (ed.), Heyden and Son Ltd., London, p. 129-137.

Duncan, I.J.
1982: The evolution of the Thor-Odin Gneiss Dome and related geochronological studies; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 353 p.
1984: Structural evolution of the Thor-Odin Gneiss Dome; Tectonophysics, v. 101, p. 87-130.

Engi, J.E.
1984: Structure and metamorphism north of Quesnel Lake and east of Niagara Creek, Cariboo Mountains, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 137 p.

England, T.D.J.
1984: Thermal maturation of the Western Canadian Sedimentary Basin in the Rocky Mountains Foothills and Plains of Alberta south of Red Deer River; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, B.C., 171 p.

Epstein, A.G., Epstein, J.B., and Harris, L.D.
1977: Conodont color alteration - an index to organic metamorphism; United States Geological Survey, Professional Paper 995, 27 p.

Erdmer, P. and Helmstaedt, H.
1983: Eclogite from central Yukon: a record of subduction at the western margin of ancient North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1389-1408.

Evans, B.W. and Berti, J.W.
1986: Revised metamorphic history for the Chiwaukum Schist, North Cascades, Washington; Geology, v. 14, p. 695-698.

Evenchick, C.A.
1988: Stratigraphy, metamorphism, structure, and their tectonic implications in the Sifton and Deserters ranges, Cassiar and northern Rocky Mountains, northern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 376, 90 p.

Fairchild, L.H. and Cowan, D.S.
1982: Structure, petrology, and tectonic history of the Leech River complex northwest of Victoria, Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1817-1835.

Ferri, F.
1984: Structure of the Blackwater Range, British Columbia; M.Sc. thesis, University of Calgary, Alberta, 143 p.

Fillipone, J.A.
1985: Structure and metamorphism at the western margin of the Omineca Belt near Boss Mountain, east-central British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 150 p.

Fletcher, C.J.N. and Greenwood, H.J.
1979: Metamorphism and structure of the Penfold Creek area, near Quesnel Lake, British Columbia; Journal of Petrology, v. 20, p. 743-794.

Foscolos, A.E., Powell, T.G., and Gunther, P.R.
1976: The use of clay minerals and inorganic and organic geochemical indicators for evaluating the degree of diagenesis and oil generating potential of shales; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 40, p. 953-966.

Friedman, R.M. and Armstrong, R.L.
1988: The Tatla Lake Metamorphic Complex: an Eocene metamorphic cone complex on the southwestern edge of British Columbia; Tectonics, v. 7, p. 1141-1166.

Froese, E.
1970: Chemical petrology of some pelitic gneisses and migmatites from the Thor-Odin area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 164-175.
1973: The assemblage quartz - K-feldspar - biotite - garnet - sillimanite as an indicator of P_{H_2O}-T conditions; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1575-1579.

Frost, B.R.
1980: Observations on the boundary between zeolite facies and prehnite-pumpellyite facies; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 73, p. 365-373.

Gabites, J.E.
1985: Geology and geochronometry of the Cogburn Creek-Settler Creek area, northeast of Harrison Lake, B.C.; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 153 p.

Gabrielse, H.
1975: Geology of the Fort Grahame E 1/2 map-area, B.C.; Geological Survey of Canada, Paper 75-33, 28 p.

Gabrielse, H. and Reesor, J.E.
1964: Geochronology of plutonic rocks in two areas of the Canadian Cordillera; Royal Society of Canada, Special Publication No. 8, p. 96-138.

Gabrielse, H., Dodds, C.J., Eisbacher, G.H., and Mansy, J.L.
1977: Geology of Toodoggone (94E) and Ware W 1/2 (94F W 1/2) map areas; Geological Survey of Canada, Open File 483.

Galloway, W.E.
1974: Deposition and diagenetic alteration of sandstone in northeast Pacific arc-related basins: implications for greywacke genesis; Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 379-390.

Getsinger, J.S.
1985: Geology of the Three Ladies Mountain/Mount Stevenson area, Quesnel Highland, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 239 p.

Ghent, E.D. and Miller, B.E.
1974: Zeolite and clay-carbonate assemblages in the Blairmore Group (Cretaceous), southern Alberta Foothills, Canada; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 44, p. 313-329.

Ghent, E.D., Robbins, D.B., and Stout, M.Z.
1979: Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia; American Mineralogist, v. 64, p. 874-885.

Ghent, E.D., Simony, P.S., and Knitter, C.C.
1980: Geometry and pressure-temperature significance of the kyanite-sillimanite isograd in the Mica Creek area, British Columbia; Contributions of Mineralogy and Petrology, v. 74, p. 67-73.

Ghent, E.D., Simony, P.S., and Raeside, R.P.
1981: Metamorphism and its relation to structure within the core zone west of the southern Rocky Mountains; in Field Guide to Geology and Mineral Deposits, R.I. Thompson and D.G. Cook (ed.), Calgary '81 Annual Meeting, Geological Association of Canada, p. 373-391.

Ghent, E.D., Knitter, C.C., Raeside, R.P., and Stout, M.Z.
1982: Geothermometry and geobarometry of pelitic rocks, upper kyanite and sillimanite zones, Mica Creek area, British Columbia; Canadian Mineralogist, v. 20, p. 295-305.

Ghent, E.D., Stout, M.Z., and Raeside, R.P.
1983: Plagioclase-clinopyroxene-garnet-quartz equilibria and the geobarometry and geothermometry of garnet amphibolites from Mica Creek, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 699-706.

Gibson, D.W.
1985: Stratigraphy, sedimentology and depositional environments of the coal-bearing Jurassic-Cretaceous Kootenay Group, Alberta and British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 357, 108 p.

Goldsmith, J.R. and Newton, R.C.
1969: P-T-X relations in the system $CaCO_3$-$MgCO_3$ at high temperatures and pressures; American Journal of Science, v. 267A, p. 160-190.

Grette, J.F.
1978: Cache Creek and Nicola Groups near Ashcroft, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 88 p.

Gunther, P.R. and Meijer-Drees, N.C.
1977: Devonian coal in the subsurface of Great Slave Plain: a guide to exploration for oil and gas; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 147-150.

Hacquebard, P.A. and Barss, M.S.
1957: A Carboniferous spore assemblage in coal from the South Nahanni River area, Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Bulletin 40, 63 p.

Hacquebard, P.A. and Donaldson, J.R.
1974: Rank studies of coals in the Rocky Mountains and Inner Foothills Belt, Canada; Geological Society of America, Special Paper 153, p. 75-94.

Haugerud, R.A.
1985: Geology of the Hozameen Group and the Ross Lake shear zone, Maselpanik area, North Cascades, southwest British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 268 p.

Heah, T.S.T., Armstrong, R.L., and Woodsworth, G.J.
1986: The Gambier Group in the Sky Pilot area, southwestern Coast Mountains, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 685-692.

Hickson, C.J.
1988: Structure and stratigraphy of the Masset Formation, Queen Charlotte Islands, British Columbia; in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 269-274.

Higgins, A.C., Kalkreuth, W.D., and Dougherty, B.J.
1985: Correlation of conodont colour alteration indices (CAI) and vitrinite reflectance in the Upper Devonian and Lower Carboniferous rocks of N.E. British Columbia and N.W. Alberta - indicators of thermal maturity; Abstract, Canadian Society of Petroleum Geologists, Annual Meeting, Calgary, Alberta.

Hill, M.L.
1984: Geology of the Redcap Mountain area, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Ph.D. thesis, Princeton University, 216 p.

Hoffman, J. and Hower, J.
1979: Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, U.S.A.; in Aspects of Diagenesis, P.A. Scholle and P.R. Schluger (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication No. 26, p. 55-79.

Hollister, L.S.
1969a: Metastable paragenetic sequence of andalusite, kyanite, and sillimanite, Kwoiek area, British Columbia; American Journal of Science, v. 267, p. 352-370.
1969b: Contact metamorphism in the Kwoiek area of British Columbia: an end member of the metamorphic process; Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 2465-2494.
1975: Granulite facies metamorphism in the Coast Range Crystalline Belt; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1953-1955.
1977: The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake Metamorphic Complex, British Columbia; Canadian Mineralogist, v. 15, p. 217-229.
1982: Metamorphic evidence for rapid (2mm/yr) uplift of a portion of the Central Gneiss Complex, Coast Mountains, British Columbia; Canadian Mineralogist, v. 20, p. 319-332.

Holmes, D.W. and Oliver, T.A.
1973: Source and depositional environments of the Moose Channel Formation, Northwest Territories; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 21, p. 435-478.

Høy, T.
1976: Calc-silicate isograds in the Riondel area, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1093-1104.

Hutcheon, I., Oldershaw, A., and Ghent, E.D.
1980: Diagenesis of Cretaceous sandstones of the Kootenay Formation at Elk Valley (southeastern British Columbia) and Mt. Allan (southwestern Alberta); Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 44, p. 1425-1435.

Hutchison, W.W.
1982: Geology of the Prince Rupert-Skeena map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 394, 116 p.

Isachsen, C.
1984: Geology, geochemistry, and geochronology of the Westcoast Crystalline Complex and related rocks, Vancouver Island, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 144 p.

Journeay, J.M.
1986: Stratigraphy, internal strain and thermo-tectonic evolution of northern Frenchman Cap Dome: An exhumed duplex structure, Omineca Hinterland, S.E. Canadian Cordillera; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 401 p.

Juras, S.J.
1987: Geology of the polymetallic volcanogenic Buttle Lake Camp, with emphasis on the Price Hillside, central Vancouver Island, British Columbia, Canada; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 279 p.

Kalkreuth, W. and McMechan, M.E.
1984: Regional pattern of thermal maturation as determined from coal rank studies, Rocky Mountain Foothills and Front Ranges north of Grande Cache, Alberta - implications for petroleum exploration; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 249-271.

Kanasewich, E.R., Clowes, R.M., and McCloughan, C.H.
1969: A buried Precambrian rift in western Canada; Tectonophysics, v. 8, p. 513-527.

Kenah, C. and Hollister, L.S.
1983: Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia; in Migmatites, Melting and Metamorphism, M.P. Atherton and C.D. Gribble (ed.), Shiva Publishing, Nantwich, England, p. 142-162.

Kerrick, D.M. and Woodsworth, G.J.
1989: Aluminum silicates in the Mount Raleigh pendant, British Columbia; Journal of Metamorphic Geology, v. 7, p. 547-563.

Kisch, H.J.
1981: Coal rank and illite crystallinity associated with the zeolite facies of Southland and the pumpellyite-bearing facies of Otago, southern New Zealand; New Zealand Journal of Geology and Geophysics, v. 24, p. 349-360.

Klepacki, D.W.
1981: The Little River Fault - a low angle boundary fault of the northern Shuswap Complex, Quesnel Lake, British Columbia; in Program with Abstracts, Geological Association of Canada, v. 6, p. 32.

Kramers, J.W. and Mellon, G.B.
1972: Upper Cretaceous-Paleocene coal-bearing strata, northwest-central Alberta Plains; in Proceedings First Geological Conference on Western Canadian Coal, Research Council of Alberta, Information Series No. 60, p. 109-124.

Kubler, B.
1967: Anchimetamorphism et schistosite; Centre de Recherche Pau-SNPA Bulletin, v. 1, p. 259-278.

Kuniyoshi, S. and Liou, J.G.
1976a: Burial metamorphism of the Karmutsen volcanics, northeastern Vancouver Island, British Columbia; American Journal of Science, v. 276, p. 1096-1119.
1976b: Contact metamorphism of the Karmutsen volcanics, Vancouver Island, British Columbia; Journal of Petrology, v. 17, p. 73-99.

Lam, H.L. and Jones, F.W.
1984: Geothermal gradients of Alberta in Western Canada; Geothermics, v. 13, p. 181-192.

Lappin, A.R. and Hollister, L.S.
1980: Partial melting in the Central Gneiss Complex near Prince Rupert, British Columbia; American Journal of Science, v. 280, p. 518-545.

Leatherbarrow, R.W.
1981: Metamorphism of pelitic rocks from the northern Selkirk Mountains, southeastern British Columbia; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, 218 p.

Lefebure, D.V.
1976: Geology of the Nicola Group in the Fairweather Hills, British Columbia; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 179 p.

Liou, J.G., Maruyama, S., and Cho, M.
1985: Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism; Mineralogical Magazine, v. 49, p. 321-333.

Lowes, B.E.
1972: Metamorphic petrology and structural geology of the area east of Harrison Lake, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 162 p.

MacKevett, E.M., Jr.
1971: Stratigraphy and general geology of the McCarthy C-5 Quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1323, 35 p.

Mader, U.K.
1987: The Aley carbonatite complex, Northern Rocky Mountains, British Columbia; in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 283-288.

Mamu, R.R.D.
1974: Zeolite facies metamorphism of the Spences Bridge and Kingsvale Groups, Spences Bridge, southwestern British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 49 p.

Mansy, J.L.
1986: Géologie de la chaine d'Omineca des Rocheuses aux Plateaux Interieurs (Cordillere canadienne); Evolution depuis le Precambrien; Societe Geologique du Nord, Pub. no. 13, 718 p.

Massey, N.W.D.
1986: Metchosin Igneous Complex, southern Vancouver Island: Ophiolite stratigraphy developed in an emergent island setting; Geology, v. 14, p. 602-605.

Mathews, W.H.
1981: Early Cenozoic resetting of potassium-argon dates and geothermal history of north Okanagan area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1310-1319.
1983: Early Tertiary resetting of potassium-argon dates in the Kootenay arc, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 867-872.

McGuigan, P.J.
1975: Certain breccias of Mount Washington property, Vancouver Island; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 66 p.

McKenzie, K.J.
1985: Sedimentology and stratigraphy of the southern Sustut Basin, north-central British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 120 p.

McKillop, G.R.
1973: Geology of southwestern Gambier Island, Howe Sound, British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 24 p.

McMechan, M.E. and Price, R.A.
1982: Superimposed low-grade metamorphism in the Mount Fisher area, southeastern British Columbia - implications for the East Kootenay orogeny; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 476-489.

McMullin, D.W.A. and Greenwood, H.J.
1986: Metamorphic pressures and temperatures in the Barkerville and Cariboo terranes, Quesnel Lake, British Columbia: preliminary results; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 727-732.

Medford, G.A.
1975: K-Ar and fission track geochronometry of an Eocene thermal event in the Kettle River (west half) map area, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 836-843.
Mihalynuk, M.G.
1987: Metamorphic, structural, and stratigraphic evolution of the Telkwa Formation, Zymoetz River area (NTS 103I/8 and 93L/5), near Terrace, British Columbia; M.Sc. thesis, University of Calgary, Alberta, 128 p.
Moffat, I.W.
1985: The nature and timing of deformation events and organic and inorganic metamorphism in the northern Groundhog coalfield: implications for the tectonic history of the Bowser Basin; Ph.D. thesis, University of British Columbia, 205 p.
Monger, J.W.H.
1975: Upper Paleozoic rocks of the Atlin Terrane, northwestern British Columbia and south-central Yukon; Geological Survey of Canada, Paper 74-47, 63 p.
Monger, J.W.H. and Hutchison, W.W.
1971: Metamorphic map of the Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Paper 70-33, 61 p. and Supplement, 19 p.
Monger, J.W.H., Clowes, R.M., Cowan, D.S., Potter, C.J., Price, R.A., and Yorath, C.J.
in press: Continent-ocean transitions in western North America between latitudes 46 and 56 degrees: Transects B1, B2, B3; in Geological Society of America, The Decade of North American Geology, Centennial Continent-Ocean Transects, no. 7, 8, 9.
Montgomery, J.R.
1985: Structural relations of the southern Quesnel Lake Gneiss, Isosceles Mountain area, southwest Cariboo Mountains, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 96 p.
Muller, J.E.
1980: The Paleozoic Sicker Group of Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-30, 23 p.
Murphy, D.C.
1987: Suprastructure/infrastructure transition, east-central Cariboo Mountains, British Columbia: geometry, kinematics, and tectonic implications; Journal of Structural Geology, v. 9, p. 13-29.
Murphy, D.C. and Rees, C.J.
1983: Structural transition and stratigraphy in the Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 245-252.
Newton, R.C. and Perkins, D., III
1982: Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblages garnet-plagioclase-orthopyroxene (clinopyroxene)-quartz; American Mineralogist, v. 67, p. 203-222.
Norris, D.K. and Cameron, A.R.
1986: An occurrence of bitumen in the Interior Platform near Rengleng River, District of Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 645-648.
Okulitch, A.V.
1984: The role of the Shuswap Metamorphic Complex in Cordilleran Tectonism: a review; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1171-1193.
Orchard, M.J.
1988: Studies on the Triassic Kunga Group, Queen Charlotte Islands, British Columbia; in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 229.
Parrish, R.R.
1979: Geochronology and tectonics of the northern Wolverine Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1428-1438.
1981: Geology of the Nemo Lakes belt, northern Valhalla Range, southeast British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 944-958.
Paterson, I.A.
1973: The geology of the Pinchi Lake area, central British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 260 p.
Paterson, I.A. and Harakal, J.E.
1974: Potassium-argon dating of blueschists from Pinchi Lake, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 1007-1011.
Pearce, T.H.
1970: The analcite-bearing rocks of the Crowsnest Formation, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 46-66.
Pell, J.
1984: Stratigraphy, structure, and metamorphism of Hadrynian strata in the southeastern Cariboo Mountains, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 185 p.
Perkins, E.H., Brown, T.H., and Berman, R.G.
1986: PT-system, TX-system, PX-system: three programs which calculate pressure-temperature-composition phase diagrams; Computers & Geosciences, v. 12, p. 749-755.
Pigage, L.C.
1976: Metamorphism of the Settler Schist, southwest of Yale, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, 405-421.
1977: Rb-Sr dates for granodiorite intrusions on the northeast margin of the Shuswap Metamorphic Complex, Cariboo Mountains, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1690-1695.
1978: Metamorphism and deformation on the northeast margin of the Shuswap Metamorphic Complex Azure Lake, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 289 p.
Potter, C.J.
1983: Geology of the Bridge River complex, southern Shulaps Range, British Columbia: a record of Mesozoic convergent tectonics; Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 192 p.
Raeside, R.P.
1982: Structure, metamorphism and migmatization of the Scrip Range, Mica Creek, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 204 p.
Read, P.B.
1973: Petrology and structure of Poplar Creek map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 193, 144 p.
Read, P.B. and Brown, R.L.
1981: Columbia River fault zone: southeastern margin of the Shuswap and Monashee complexes, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1127-1145.
Read, P.B. and Eisbacher, G.H.
1974: Regional zeolite alteration of the Sustut Group, north-central British Columbia; Canadian Mineralogist, v. 12, p. 527-541.
Read, P.B. and Monger, J.W.H.
1976: Pre-Cenozoic volcanic assemblages of the Kluane and Alsek ranges, southwestern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 381, 96 p.
Read, P.B., Psutka, J.F., Brown, R.L., and Orchard, M.J.
1983: "Tahltanian" Orogeny and younger deformations, Grand Canyon of the Stikine British Columbia; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 8, p. A57.
Reamsbottom, S.B.
1971: Geology of the Mount Breakenridge area, Harrison Lake, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 144 p.
1974: Geology and metamorphism of the Mount Breakenridge area, Harrison Lake, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 155 p.
Reesor, J.E.
1965: Structural evolution and plutonism in Valhalla Gneiss Complex, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 129, 128 p.
1973: Geology of the Lardeau map-area, east-half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 369, 129 p.
Reesor, J.E. and Moore, J.M., Jr.
1971: Petrology and structure of Thor-Odin Gneiss Dome, Shuswap Metamorphic Complex; Geological Survey of Canada, Bulletin 195, 147 p.
Ringwood, A.E.
1972: Phase transformation and mantle dynamics; Earth and Planetary Science Letters, v. 14, p. 233-241.
Ringwood, A.E. and Green, D.H.
1966: An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications; Tectonophysics, v. 3, p. 383-427.
Roots, C.F.
1987: Regional tectonic setting and evolution of the Late Proterozoic Mount Harper Volcanic Complex, Ogilvie Mountains, Yukon; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, 219 p.
Roots, E.F.
1954: Geology and mineral deposits of Aiken Lake map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 274, 246 p.

Rusmore, M.E.
1985: Geology and tectonic significance of the Upper Triassic Cadwallader Group and its bounding faults, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 174 p.
1987: Geology of the Cadwallader Group and the Intermontane-Insular Superterrane boundary, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2279-2291.

Rusmore, M.E. and Cowan, D.S.
1985: Jurassic-Cretaceous rock units along the southern edge of the Wrangellia terrane on Vancouver Island; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1223-1232.

Schau, M.P.
1968: Geology of the Upper Triassic Nicola Group in south central British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 211 p.
1970: Stratigraphy and structure of the type area of the Upper Triassic Nicola Group in south-central British Columbia; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper No. 6, p. 123-135.

Selverstone, J. and Hollister, L.S.
1980: Cordierite-bearing granulites from the Coast Ranges, British Columbia: P-T conditions of metamorphism; Canadian Mineralogist, v. 18, p. 119-129.

Simony, P.S.
1979: Pre-Carboniferous basement near Trail, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1-11.

Simony, P.S., Ghent, E.D., Craw, D., Mitchell, W., and Robbins, D.B.
1980: Structural and metamorphic evolution of northeast flank of Shuswap complex southern Canoe River area, British Columbia; Geological Society of America, Memoir 153, p. 445-461.

Sisson, V.B.
1985: Contact metamorphism and fluid evolution associated with the intrusion of the Ponder Pluton, Coast Plutonic Complex, British Columbia, Canada; Ph.D. thesis, Princeton University, 345 p.
1987: Halogen chemistry as an indicator of metamorphic fluid interaction with the Ponder pluton, Coast Plutonic Complex, British Columbia, Canada; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 95, p. 123-131.

Staplin, F.L.
1977: Interpretation of thermal history from color of particulate organic matter - A review; Palynology I, Proceedings of Eighth Annual Meeting, American Association of Stratigraphic Palynologists, Houston, 1975, p. 9-18.

Stewart, R.J. and Page, R.J.
1974: Zeolite facies metamorphism of the Late Cretaceous Nanaimo Group, Vancouver Island and Gulf Islands, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 11, p. 280-284.

Struik, L.C.
1980: Geology of the Barkerville-Cariboo River area, central British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 350 p.
1986a: Imbricated terranes of the Cariboo gold belt with correlations and implications for tectonics in southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1047-1061.
1986b: A regional east-dipping thrust places Hadrynian onto probable Paleozoic rocks in Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 589-594.

Surdam, R.C.
1967: Low-grade metamorphism of the Karmutsen Group, Buttle Lake area, Vancouver Island; Ph.D. thesis, University of California, Los Angeles, California, 313 p.
1973: Low-grade metamorphism of tuffaceous rocks in the Karmutsen Group, Vancouver Island, British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 1911-1922.

Sutherland Brown, A.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54, 226 p.

Sutter, J.F. and Crawford, M.L.
1985: Timing of metamorphism and uplift in the vicinity of Prince Rupert, British Columbia and Ketchikan, Alaska; Geological Society of America, Abstracts With Programs, v. 17, p. 411.

Teichmuller, M. and Teichmuller, R.
1979: Diagenesis of coal (coalification); in Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks, G. Larsen and G.V. Chilingar (ed.), Developments in Sedimentology 25A, Elsevier Publishing Company, New York, p. 207-246.

Tempelman-Kluit, D.J.
1974: Reconnaissance geology of the Aishihik Lake, Snag and part of Stewart River map-areas, west-central Yukon; Geological Survey of Canada, Paper 73-41, 97 p.
1976: The Yukon Crystalline Terrane: enigma in the Canadian Cordillera; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1343-1357.
1979: Five occurrences of transported synorogenic clastic rocks in Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 1-12.

Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of central and north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270, 73 p.

Tracy, R.J.
1978: High grade metamorphic reactions and partial melting in pelitic schist, west-central Massachusetts; American Journal of Sciences, v. 278, p. 150-178.

Vance, J.A.
1968: Metamorphic aragonite in the prehnite-pumpellyite facies, Northwest Washington; American Journal of Science, v. 266, p. 299-315.

van der Heyden, P.
1982: Tectonic and stratigraphic relations between the Coast Plutonic Complex and Intermontane Belt, west-central Whitesail Lake map area, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, 172 p.

Wheeler, J.O.
1970: Summary and discussion; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada Special Paper No. 6, p. 155-166.

Woodsworth, G.J.
1977: Homogenization of zoned garnets from pelitic schists; Canadian Mineralogist, v. 15, p. 230-242.
1979: Metamorphism, deformation, and plutonism in the Mount Raleigh pendant, Coast Mountains, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 295, 58 p.

Woodsworth, G.J., Crawford, M.L., and Hollister, L.S.
1983a: Metamorphism and structure of the Coast Plutonic Complex and adjacent belts, Prince Rupert and Terrace areas, British Columbia; Geological Association of Canada, Annual Meeting, 1983, Field Trip Guidebook 14, 66 p.

Woodsworth, G.J., Loveridge, W.D., Parrish, R.R., and Sullivan, R.W.
1983b: Uranium-lead dates from the Central Gneiss Complex and Ecstall pluton, Prince Rupert map area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1475-1483.

Woodsworth, G.J. and Orchard, M.J.
1985: Upper Paleozoic to lower Mesozoic strata and their conodonts, western Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1329-1344.

Yagishita, K.
1985: Mid- to Late Cretaceous sedimentation in the Queen Charlotte Islands, British Columbia; lithofacies, paleocurrent and petrographic analyses of sediments; Ph.D. thesis, University of Toronto.

Yorath, C.J., Green, A.G., Clowes, R.M., Sutherland Brown, A., Brandon, M.T., Kanasewich, E.R., Hyndman, R.D., and Spencer, C.
1985: LITHOPROBE, southern Vancouver Island: seismic reflection sees through Wrangellia to the Juan de Fuca Plate; Geology v. 13, p. 759-762.

Zen, E-An and Thompson, A.B.
1974: Low-grade regional metamorphism: mineral equilibrium relations; Annual Reviews, Earth and Planetary Science Letters, v. 2, p. 179-212.

Adresse des auteurs

H.J. Greenwood
Department of Geological Sciences
University of British Columbia
Vancouver, British Columbia
V6T 2B4

G.J. Woodsworth
C.A. Evenchick
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

P.B. Read
Geotex Consultants, Limited
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

E.D. Ghent
University of Calgary
Department of Geology and Geophysics
Calgary, Alberta
T2N 1N4

Imprimé au Canada

Chapitre 17

STYLES STRUCTURAUX

Résumé
Partie A. DOMAINE INSULAIRE
R.B. Campbell, C.J. Dodds, C.J. Yorath et A. Sutherland Brown
Résumé
Massif St. Elias
Sud du Domaine insulaire
Partie B. DOMAINE CÔTIER
G.J. Woodsworth, J.W.H. Monger et H. Gabrielse
Résumé
Nord du Domaine côtier
Centre du Domaine côtier
Sud-ouest du Domaine côtier
Segment des Cascades du Domaine côtier
Partie C. DOMAINE INTERMONTAGNEUX
H. Gabrielse, J.W.H. Monger, D.J. Tempelman-Kluit et G.J. Woodsworth
Résumé
Terrane de Cache Creek et assemblages de recouvrement
Quesnellie
Stikinie
Structures associées aux failles coulissantes
Partie D. DOMAINE D'OMINECA
D.J. Tempelman-Kluit, H. Gabrielse, C.A. Evenchick, J.L. Mansy, R.L. Brown, J.M. Journeay, L.S. Lane, L.C. Struik, D.C. Murphy, C.J. Rees, P.S. Simony, J.T. Fyles, T. Høy, S.P. Gordey, R.I. Thompson, M.E. McMechan et T.A. Harms
Résumé
Introduction
Zones axiales métamorphiques
Terrane de Nisling
Terrane de Cassiar
Terrane de Monashee
Région d'Okanagan-Kootenay
Roches de couverture
Terrane de Cassiar
Monts Pelly

Chaînes Cassiar et Omineca
Chaîne Cariboo et hautes terres de Quesnel
Protocontinent nord-américain et terrane de Kootenay
Nord-est de la chaîne Columbia
Allochtone de Selkirk
Arc de Kootenay
Protocontinent nord-américain
Bassin de Selwyn
Anticlinorium de Purcell
Terranes accrétés
Yukon
Nord de la Colombie-Britannique
Chaîne Cariboo et hautes terres de Quesnel
Région de l'arc de Kootenay
Conséquences des styles structuraux observés dans le Domaine d'Omineca
Partie E. DOMAINE DE L'AVANT-PAYS
M.E. McMechan, R.I. Thompson, D.G. Cook, H. Gabrielse et C.J. Yorath
Résumé
Les Rocheuses
Monts Mackenzie, Monts Franklin et collines Colville
Monts Wernecke et sud des monts Ogilvie
Nord du Yukon
Partie F. FAILLES COULISSANTES
H. Gabrielse, J.W.H. Monger, C.J. Yorath et C.J. Dodds
Résumé
Système des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord
Système de failles de Semenof, Teslin, Thibert, Kutcho et Pinchi
Système de failles de Finlay, Ingenika, Takla, Fraser et Straight Creek
Système de failles de Yalakom, Pasayten, Harrison et Ross Lake
Système de failles de Sandspit-Louscoone Inlet et de Rennell Sound
Faille de Reine-Charlotte
Faille de Westcoast
Système de failles de Denali
Faille de Duke River
Faille de Chatham Strait
Faille de Fairweather
Faille de Kaltag-Porcupine et systèmes de failles apparentés
Partie G. FAILLES DE DISTENSION ÉOCÈNES
R.R. Parrish, R.M. Friedman et R.L. Armstrong
Résumé
Cordillère méridionale
Domaine d'Omineca
Domaine intermontagneux
Cordillère centrale et septentrionale
Région du lac McLeod
Chaînon Horseranch
Plateau de Klondike
Références

Chapitre 17

STYLES STRUCTURAUX

RÉSUMÉ

H. Gabrielse

Dans la Cordillère canadienne, les éléments dominants du style structural sont associés aux domaines géomorphologiques suivants: Domaine insulaire, Domaine côtier, Domaine intermontagneux, Domaine d'Omineca et Domaine de l'avant-pays; parmi ceux-ci, le Domaine côtier et le Domaine d'Omineca représentent les zones axiales orogéniques, constituées de roches granitiques et métamorphiques, qui ont été fortement soulevées. Les structures montrent généralement une vergence des zones axiales vers l'extérieur, de sorte qu'en coupe, l'orogène de la Cordillère contient deux sous-orogènes symétriques (fig. 17-1, en pochette). Le premier à se former a été le Domaine d'Omineca dans lequel la déformation mésozoïque est attribuée à la collision du superterrane intermontagneux avec le protocontinent nord-américain. Dans le Domaine côtier, l'orogenèse est attribuée au développement de longue durée d'un arc volcanique-plutonique, peut-être en rapport avec la collision du superterrane insulaire et du superterrane intermontagneux, amorcée au Jurassique. Ensuite, des décrochements dextres ont grandement modifié la distribution des composantes des terranes réunis.

Dans le Domaine insulaire, les structures du Mésozoïque et du Cénozoïque comprennent deux éléments principaux : 1) les failles et plis présents dans le massif St. Elias et dans l'île de Vancouver, qui sont associés aux phénomènes de compression, de subduction ou d'accrétion, et 2) les failles coulissantes dextres et les plis de transpression présents dans les îles de la Reine-Charlotte. Dans le massif St. Elias, les structures de compression sont recoupées par des plutons du Jurassique tardif et du Crétacé précoce; dans le sud du Domaine insulaire, les structures d'extension et de compression sont toutes deux associées à des dykes felsiques, filons-couches et petits plutons, tous de caractère hypabyssal. Dans l'île de Vancouver, les anticlinoriums de direction générale nord-ouest et les plutons du Jurassique précoce et moyen, de direction générale nord, dominent le grain structural; dans les îles de la Reine-Charlotte, des plutons similaires datent du Jurassique tardif.

Le Domaine côtier, structuralement symétrique, se compose d'une partie occidentale avec des plis et des failles de chevauchement à vergence ouest affectant des roches intensément foliées, d'une zone centrale caractérisée par une foliation à faible pendage et des plis couchés, et une partie orientale avec structures ductiles et fragiles à vergence est, semblables à celles de l'ouest du Domaine intermontagneux. Des structures de transpression associées à des failles de coulissage dextres occupent la partie centrale du Domaine côtier et de la chaîne des Cascades.

Au sud de l'arche de Stikine, le Domaine intermontagneux est caractérisé par de minces nappes de charriage et des plis à vergence est. Une étroite zone de structures à vergence sud-ouest et ouest suit le côté ouest du Domaine d'Omineca où, par endroits, elle est dérangée par des décrochements dextres. Des blocs faillés d'âges divers apparaissent localement. Les structures dominantes semblent être le résultat de la déformation survenue au Crétacé moyen-tardif, et du soulèvement survenu au Jurassique moyen-tardif, des zones axiales métamorphiques des domaines côtier et d'Omineca adjacents. Les roches du terrane de Cache Creek sont en général intensément foliées, et forment parfois un mélange tectonique qui a été déformé pendant la subduction et l'accrétion survenues au Mésozoïque. Au nord de l'arche de Stikine, ces roches et les roches mésozoïques associées de la Stikinie occupent une vaste zone de chevauchement à vergence sud-ouest.

Deux domaines de style structural différent caractérisent le Domaine d'Omineca : des plis ductiles et couchés et des foliations à faible pendage caractérisent les zones axiales métamorphiques, tandis que des failles fragiles et des plis par flexion, relativement droits, sont typiques des roches de couverture. Les structures datent partiellement du Jurassique moyen-tardif. Le soulèvement substantiel des zones axiales métamorphiques, associé aux intrusions granitiques du Crétacé moyen et de l'Éocène, a créé des anticlinoriums de direction générale nord-ouest. Pendant le même intervalle de temps, des failles de coulissage dextres ont accompagné une importante distension de la croûte dans le sud du Domaine d'Omineca et des failles et plis de transpression dans le nord de la Cordillère.

Les failles de chevauchement et plis supracrustaux à vergence cratonique sont les éléments dominants du style structural du Domaine de l'avant-pays. Plusieurs niveaux de décollement ont contrôlé l'importance du transport qui s'est déroulé en plusieurs phases s'échelonnant du Crétacé précoce au Paléocène. Dans le nord du Yukon, la direction générale des plis et des failles de chevauchement varie fortement autour d'un grand promontoire du craton. D'anciens éléments tectoniques tels que le Complexe de l'arche d'Aklavik et la cuvette de Richardson ont exercé une forte influence sur le développement de structures mésozoïques qui comprennent à la fois des décrochements dextres et des failles normales à pendage abrupt. Cette région complexe se trouve là où l'orogène de la Cordillère et l'orogène innuitien rencontrent la chaîne de Brooks en Alaska.

Gabrielse, H. (coordonnateur)

1991: Styles structuraux; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 17, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

PARTIE A. DOMAINE INSULAIRE

R.B. Campbell, C.J. Dodds, C.J.Yorath et A. Sutherland Brown

Résumé

Au Mésozoïque et au Cénozoïque, les collisions des terranes du Domaine insulaire ont créé un style structural complexe lié aux déplacements par compression et par décrochement. Dans le massif St. Elias, situé dans le nord du Domaine insulaire, un grain structural nord-ouest se traduit par l'allongement des plutons, par la direction des axes des plis et de la foliation. Le terrane d'Alexander a subi après le Trias tardif et avant le Crétacé initial une déformation et un métamorphisme de grande envergure, qui ont obscurci toute déformation survenue au cours du Paléozoïque. Des plutons du Jurassique tardif-Crétacé précoce sont, au moins en partie, plus récents que le métamorphisme régional et le plissement. Des anticlinoriums et synclinoriums à vergence nord-est caractérisent la partie nord-est du terrane d'Alexander, tandis que des plis serrés, en partie couchés, à vergence sud-est, forment le socle d'une vaste région dans l'extrême nord de ce terrane.

Dans la Wrangellie (W_1), des failles de chevauchement à vergence nord et des plis connexes apparaissent entre les failles de Hubbard et de Border Ranges. Entre les failles de Duke River et de Denali, des strates plissées et métamorphisées de la Wrangellie (W_2) sont recoupées par des plutons allongés du Crétacé précoce. À l'est de la faille de Denali, dans des strates de la Wrangellie (W_3), des plis à vergence générale nord-ouest et d'âge crétacé (?) ont été soumis à un nouveau plissement pendant les mouvements coulissants au Cénozoïque. Ces décrochements dextres ont grandement modifié à la fois les anciennes structures de compression dans la Wrangellie et dans le terrane d'Alexander, et les assemblages de recouvrement ultérieurs, d'âge tertiaire. Localement, un mélange structural apparaît entre la faille de Duke River et la faille de Denali.

Au sud-ouest de la faille de Border Ranges, dans le terrane de Chugach, des nappes de charriage ont une vergence sud; à l'intérieur de chaque nappe, l'intensité de la déformation augmente avec la profondeur structurale. La subduction du terrane de Yakutat a provoqué le soulèvement continu du massif St. Elias et une plus forte déformation des strates du Tertiaire dans les terranes extérieurs que dans la Wrangellie ou dans le terrane d'Alexander.

Le style structural des îles de la Reine-Charlotte, de l'île de Vancouver et de la marge continentale est dominé par la présence de failles coulissantes s'échelonnant du Tertiaire à l'Holocène, dus au déplacement vers le nord-ouest de la plaque pacifique relativement à la plaque nord-américaine, et par des structures de compression, du Crétacé tardif à l'Holocène, de direction générale nord-ouest et ouest, résultant de la subduction des roches océaniques sous l'Amérique du Nord. Dans l'île de Vancouver, les roches paléozoïques sont intensément déformées localement, mais on ne sait si cette déformation est antérieure aux plis ouverts et aux grands gauchissements observés dans les roches volcaniques sus-jacentes, plus compétentes, du Trias supérieur. Des plis et failles d'orientation nord-ouest, datant du Crétacé tardif et du Tertiaire, occupent de vastes étendues.

Massif St. Elias

R.B. Campbell et C.J. Dodds.

Le massif St. Elias se situe le long de la marge sud-ouest du Domaine côtier, à l'intérieur du prolongement nord du Domaine insulaire, dans le coin sud-ouest du Yukon, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique et dans les régions adjacentes de l'Alaska. En majeure partie, ce massif se trouve au sud-ouest de la faille de Denali. Les montagnes peuvent être divisées en six terranes limités par des failles, qui se prolongent tous dans les régions adjacentes de l'Alaska (fig. 17-2). Ce sont le terrane d'Alexander, trois segments de la Wrangellie (W_1, W_2, W_3), le terrane de Chugach et une étroite tranche du terrane de Yakutat; chacun d'eux est caractérisé par des combinaisons distinctives de plutons, de roches métamorphiques et de styles structuraux (Berg et al., 1972, 1978; Coney et al.,1980; Campbell et Dodds, 1983c; Monger et Berg, 1984).

Terrane d'Alexander

Malgré les affleurements excellents qui dominent la vaste couverture de glace et de neige environnante, le style structural du terrane d'Alexander est mal connu, la stratigraphie régionale ne présentant pas de caractères distinctifs, et les failles et les plis macroscopiques significatifs étant difficiles à reconnaître et à suivre. Les roches ont habituellement une schistosité ou une foliation pénétrative. La relation qui existe entre les plutons du Permien précoce (270-290 Ma) d'une part et le métamorphisme et la déformation d'autre part est inconnue. Le plus jeune des plutons, qui se situe entre 130-150 Ma (Jurassique tardif-Crétacé précoce), est de toute évidence postérieur au métamorphisme et à la déformation au nord-est, tandis qu'au sud-est, les plutons plus anciens du groupe tronquent les contacts et montrent également un allongement parrallèle au grain structural et métamorphique régional (voir la Carte métamorphique, 1714A, en pochette). Bien que les strates du Trias supérieur reposent probablement en discordance sur des roches du Paléozoïque, elles sont tout autant déformées et métamorphisées. Ainsi, la déformation et le métamorphisme étendus semblent être postérieurs au Trias tardif et antérieurs au Crétacé initial. Les roches du Crétacé moyen situées au nord du mont Logan reposent en discordance sur le terrane d'Alexander, et sont faillées, mais ni plissées ni métamorphisées.

La déformation complexe survenue dans le terrane d'Alexander et résultant de la compression qui a accompagné la collision des superterranes insulaire et intermontagneux, a donné aux strates un pendage très variable et engendré un clivage omniprésent et replissé. Excepté en quelques endroits, le style et l'amplitude des plis n'ont pas été déterminés. Au nord-est, les observations ont permis de délimiter de vastes synclinoriums et

anticlinoriums de direction générale nord-ouest et à vergence nord-est, toutefois assez mal définis. Dans l'extrême nord du terrane, de grands plis, dont certains sont couchés et à vergence sud-est, ont une direction générale nord-est. Il existe des orientations structurales semblables dans la région de la rivière Alsek près de la frontière entre la Colombie-Britannique et le Yukon (fig. 17-2).

Le style des plis varie d'un endroit à l'autre et d'une unité à l'autre selon la lithologie. Les plis sont serrés et multiphasés là où le degré de métamorphisme est élevé. Les données pertinentes sont insuffisantes, mais il paraît possible que de grandes failles de chevauchement aient précédé le plus récent épisode de plissement régional. Plusieurs discordances observées dans la succession, dans le sud-est de l'Alaska, suggèrent plusieurs épisodes de déformation (Gehrels et al., 1983), mais de telles discordancess n'ont pas été notées au Yukon.

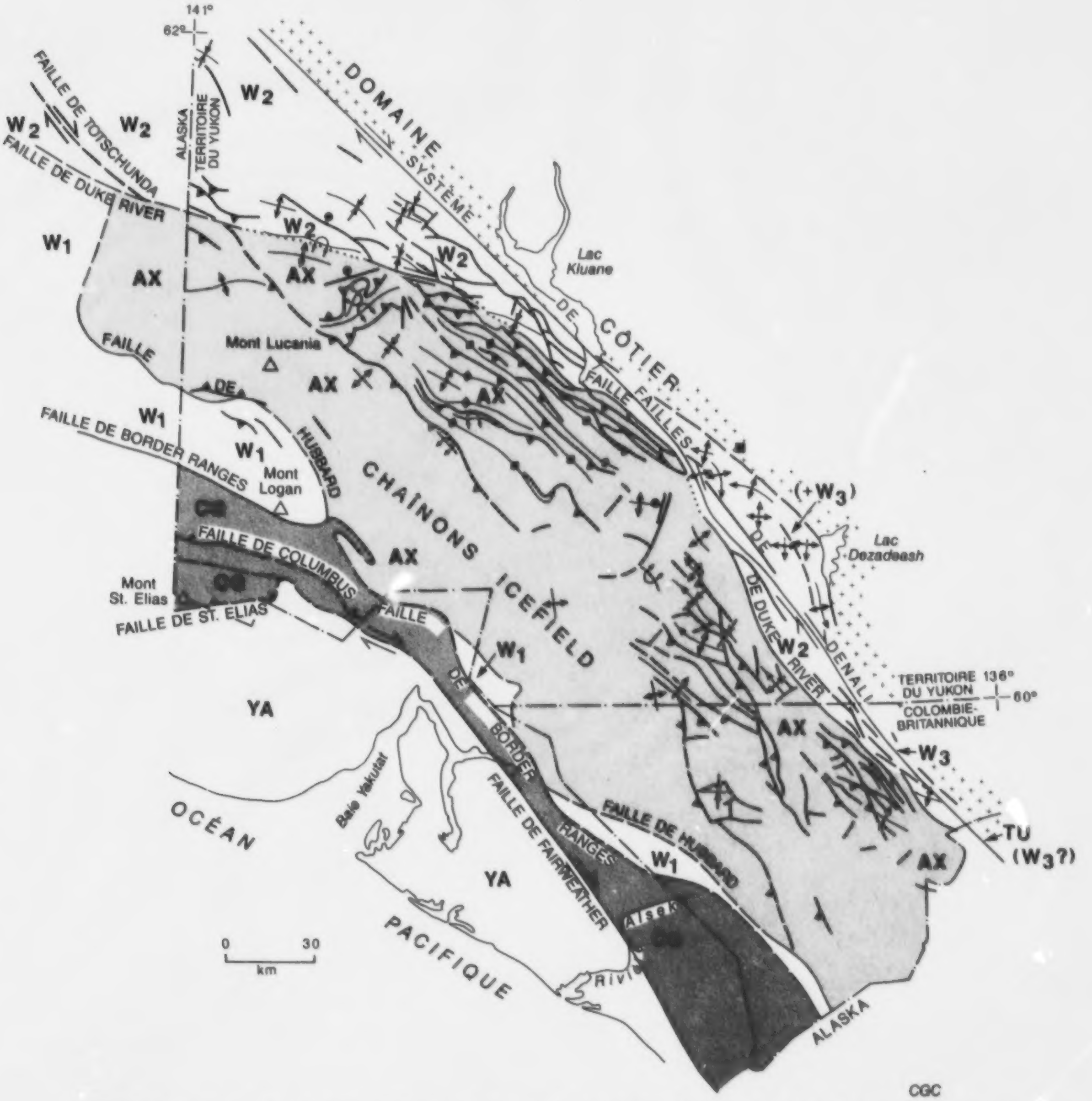


Figure 17-2. Carte de localisation des principales structures du massif St. Elias. AX-Terrane d'Alexander; W_1, W_2, W_3-Sous-terranes de la Wrangellie; CG-Terrane de Chugach; YA-Terrane de Yakutat; TU-Terrane de Taku.

Le terrane d'Alexander est limité par les failles de Hubbard et de Duke River; la première, représentant une limite ou une suture de terrane (terrane d'Alexander et W_1) post-triasique mais antérieure au Jurassique tardif, dont le type et l'amplitude du déplacement sont inconnus; la seconde, post-triasique, qui peut-être a surtout été active au cours du Crétacé ou du Tertiaire précoce, et se caractérise par de grands coulissages dextres qui ont déplacé les limites des terranes. Des déplacements mineurs tardifs (Miocène tardif-Pliocène) dans la faille de Duke River ont sans doute été principalement verticaux.

Wrangellie - W_1, W_2, W_3

Les segments de la Wrangellie, avec leurs séquences de couverture d'âge mésozoïque (Berg et al., 1972; Monger et Berg, 1984) limitent le terrane d'Alexander au sud-ouest et à l'ouest (W_1), et au nord et au nord-est (W_2 et W_3). Ils se composent surtout de roches volcaniques et sédimentaires faiblement métamorphisées datant du Paléozoïque tardif et du Trias.

W_1 est confiné entre la faille de Border Ranges et la faille de Hubbard. Au Canada, sur sa marge septentrionale, des roches de W_1 métamorphisées au faciès des schistes verts et au faciès des amphibolites, sont localement chevauchées vers le nord sur des strates non métamorphisées de W_1 qui sont déformées en grands plis déversés vers le nord et recoupées par de grandes failles de chevauchement à pendage sud. Plus au nord, le long de la faille de Hubbard, les roches sont traversées par plusieurs dykes de syénite dans une zone apparemment très faillée. W_1 est traversé par de vastes complexes batholitiques allongés (principalement datés de 130-160 Ma; Campbell et Dodds, 1983c). À l'ouest en Alaska, les strates de W_1 sont déformées et présentent des plis larges et ouverts de direction générale nord-ouest et sont décalées par des failles de chevauchement à pendage sud. Au sud-est, n'ont pas été reconnues de roches clairement équivalentes aux roches de W_1, mais les roches existantes peuvent être attribuées au mélange de la zone de suture de l'inlet Tarr (Brew et Morrell, 1978). La principale phase de plissement ayant affecté les roches de W_1 date probablement du Jurassique tardif ou du Crétacé précoce.

Les roches de W_1 et W_2, et leur couverture, ont généralement été métamorphisées à un degré inférieur à celui du faciès des schistes verts (Muller, 1967; Read et Monger, 1976). Les roches de W_2 sont déformées par des plis droits ou à vergence nord-est; excepté dans les roches pélitiques, la schistosité est peu prononcée. De grands plutons granitiques allongés (106-117 Ma; Campbell et Dodds, 1983c) pourraient être syntectoniques ou post-tectoniques. Dans l'étroite zone encadrée par la faille de Duke River et la faille de Denali, des roches plissées de W_2 sont recoupées par un réseau de failles anastomosées. Les plis s'atténuent fortement dans la direction générale des failles (Read et Monger, 1976) et généralement, les strates sont disposées en nombreuses et longues lentilles limitées par des failles et formant un mélange structural. Les failles bordant les lentilles sont subparallèles aux grandes failles avoisinantes et dans chaque lentille, les roches et la stratigraphie sont cohérentes.

Dans la couverture de W_3 (Formation de Dezadeash), des plis de direction nord-ouest et probablement d'âge crétacé ont été replissés, sans doute durant des déplacements survenus au Cénozoïque suivant la faille de Denali. À l'est et au sud-est du massif St. Elias, dans le nord du Domaine côtier, les roches métamorphiques du terrane de Taku (Berg et al., 1978) ont provisoirement été corrélées avec celles de la Wrangellie et placées dans W_3; on sait peu de chose de leur structure interne.

Terranes de Chugach et de Yakutat

Le terrane de Chugach est un prisme d'accrétion situé entre la faille de Border Ranges (fig. 17-3) et les failles de Fairweather et de St. Elias. Lorsqu'elles affleurent, les failles de bordure sont des structures étroites et très nettement définies. Du côté mer du terrane de Chugach, de grandes failles coulissantes dextres et des failles de chevauchement connexes inclinées vers le nord (faille de Fairweather et structures apparentées) sont le résultat de la convergence, oblique et continue, en direction du nord-ouest, de la plaque pacifique et de la plaque nord-américaine, et ont placé le prisme d'accrétion plus récent du terrane de Yakutat en contact avec le terrane de Chugach (Plafker et al., 1977a, 1978).

Entre le mont Logan et le massif St. Elias, le terrane de Chugach englobe deux nappes de charriage inclinées vers le nord qui divisent le Groupe de Valdez d'âge crétacé. La nappe supérieure se compose de métaflysch (MacKevett et Plafker, 1974), la nappe inférieure de roches métavolcaniques et métasédimentaires (Campbell et Dodds, 1982b,c). La faille de Columbus s'incline légèrement vers le nord, mais se rapproche de la verticale dans son prolongement sud-est. Dans chaque nappe, l'intensité de la déformation et l'intensité du métamorphisme augmentent avec la profondeur, passant d'un degré inférieur au faciès des schistes verts, au sommet, au faciès des amphibolites, à la base. Dans la nappe de charriage supérieure, composée de roches métasédimentaires, le métamorphisme à température élevée et basse pression et la déformation associée ont produit la progression suivante: roches fossilifères faiblement métamorphisées au sommet, à proximité de la faille de Border Ranges, passant à un schiste à andalousite

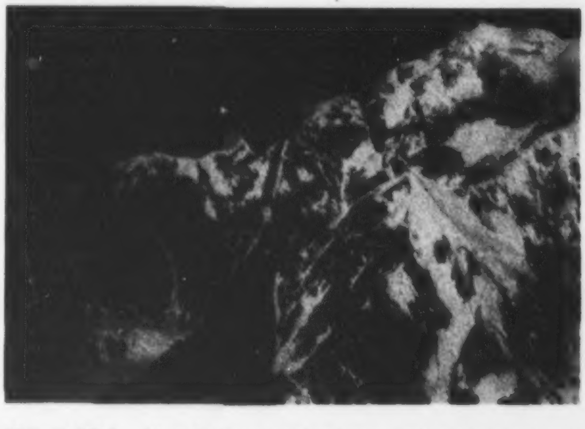


Figure 17-3. Vue dans une direction ouest-nord-ouest, suivant la faille de Border Ranges qui sépare les roches crétacées du terrane de Chugach, de couleur sombre en surface altérée, des roches granitiques de couleur claire, sur le versant sud du mont Logan. (Photo: R.B. Campbell). GSC 205379

puis à un gneiss granitoïde accompagné de dykes de pegmatite à la base de la succession. Les roches sont recoupées par des plutons synmétamorphiques ou post-métamorphiques (environ 50 Ma). La plaque inférieure se compose à son sommet de basalte en coussins, de tuf et de brèche non cisaillés et peu métamorphisés et à sa base, au-dessus de la faille de St. Elias à pendage nord, d'amphibolite cristalline foliée. La division du terrane de Chugach en nappes de charriage de roches sédimentaires et volcaniques est reconnaissable à grande distance au sud-est dans la région de la rivière Alsek (Plafker, communication personnelle, 1979).

La faille de Fairweather et la faille de St. Elias limitent le terrane de Chugach au sud-ouest et le séparent du terrane de Yakutat (Plafker et al., 1977a). Au-dessous du chevauchement de St. Elias, les plis déversés présents dans les sédiments cénozoïques ont une vergence sud et les roches sont recoupées par une série de failles de chevauchement à pendage nord (fig. 17-4).

Apparemment, les terranes de Chugach et de Yakutat ont été successivement accrétés à l'Amérique du Nord, le premier au Cénozoïque précoce, par subduction le long de la faille de Border Ranges (MacKevett et Plafker, 1974), le second par coulissage et par subduction oblique le long d'une famille de failles actuellement actives, en particulier la faille de Fairweather (Plafker et al., 1978).

Assemblages de recouvrement

Des strates sédimentaires et des coulées volcaniques d'âge tertiaire (Campbell et Dodds, 1982a, b, c), généralement subhorizontales ou faiblement inclinées, excepté près des traces de failles où elles sont plissées ou fortement inclinées (Souther et Stanciu, 1975), recouvrent en discordance le terrane déformé d'Alexander et la Wrangellie (W_1 et W_2). Au nord du mont Logan, des sédiments marins fossilifères subhorizontaux, datés du Crétacé moyen et faisant partie

Figure 17-4. Photo prise vers l'ouest montrant la face orientale du pic Hayden dans le massif St. Elias. Les roches sédimentaires paléogènes (?) du terrane de Yakutat ont été déformées en des plis à vergence sud, dans le mur de la faille de St. Elias. (Photo: R.B. Campbell). GSC 205370

de l'Assemblage de Valdez, reposent en discordance sur les strates déformées et les roches plutoniques du terrane d'Alexander; ils se prolongent vers l'ouest jusque dans le sud de l'Alaska où des strates similaires reposent en discordance sur des roches de W_1 (MacKevett, 1978). Le style structural contraste fortement avec celui de roches d'âge équivalent, métamorphisées et fortement déformées, appartenant au terrane de Chugach et situées à seulement 20 km de distance au sud, au-delà de la faille de Border Ranges. Également, les roches cénozoïques modérément déformées du terrane d'Alexander et de W_1 et W_2, au nord, contrastent avec les strates du même âge, fortement faillées et plissées, du terrane de Yakutat proche de la côte. Au Canada, il existe peu d'indices de rejeux quelconques de failles survenus au Pleistocène ou à l'Holocène, mais un grand nombre des failles en question sont sismiquement actives (R.B.Horner, communication personnelle, 1986).

Des roches sédimentaires non marines de l'Oligocène, appartenant à l'Assemblage d'Amphitheatre, qui localement atteignent 300 m d'épaisseur (Eisbacher et Hopkins, 1977) étaient autrefois largement distribuées dans tout le nord-est du massif St. Elias, mais ne subsistent plus que sous forme de petits lambeaux d'érosion faillés. De toute évidence, elles se trouvaient au-dessous d'une surface biseautée relativement plane, sur laquelle se sont accumulés les laves de Wrangell du Miocène-Pliocène et les sédiments connexes. Ces roches plus récentes se sont déposées bien au-delà des lambeaux d'érosion des strates plus anciennes et s'étendent sur une grande distance dans la région contenant le terrane d'Alexander et le segment W_2, et sont maintenant préservées localement dans la partie haute des chaînons Icefield et des chaînons Kluane, et jusqu'à parfois 3 500 m au-dessus de la surface basale des laves dans les synclinaux adjacents.

Non seulement les laves de Wrangell ont subi un basculement régional et un plissement local, mais elles ont aussi été faillées, en particulier dans le nord du massif St. Elias (Souther et Stanciu, 1975), où une famille de failles inverses à mouvement vers le nord ont peut-être favorisé le déplacement des mouvements dextres, à partir de la faille de Totschunda sismiquement active (Plafker et al., 1977b; Richter et Matson, 1971) en Alaska au nord-ouest, jusqu'au système de failles de Denali au sud du lac Kluane à l'est. Ce mécanisme expliquerait l'absence d'activité sismique récente suivant la faille de Denali entre sa jonction avec la faille de Totschunda et le lac Kluane, comme l'indique l'examen des foyers d'événements microsismiques (Horner, 1983).

Des roches ne datant que du Pliocène sont recoupées et déplacées par la faille de Denali; les rejets sont parfois importants, mais ne sont pas mesurables. Au sud du lac Kluane, des étangs et monticules fortement allongés suivant la trace de la faille semblent indiquer que certains déplacements datent peut-être du Pleistocène, mais aucun indice de rejets de cette faille dans des dépôts du Pleistocène terminal ou des dépôts plus récents n'a été observé (Clague, 1979). Au nord-ouest du lac Kluane, les indices de rejeux relativement récents de la faille de Denali sont encore moins évidents; il semblerait donc que le rejeu significatif le plus récemment survenu dans la faille de Denali date du Pliocène ou du Pleistocène précoce, ou couvre l'intervalle entre les deux. Cependant, le principal rejeu s'est produit entre le Crétacé moyen et le Cénozoïque précoce-moyen (Eisbacher, 1976).

La faille de Duke River ne décale que la partie basale des laves de Wrangell du Miocène-Pliocène, mais le long de sa trace, la partie supérieure de la séquence de laves est localement plissée. En général, la trace des failles marque les axes de deux gauchissements synclinaux et régionaux qui sont soulignés par les laves basales et les sédiments alluviaux associés du Miocène. La structure synclinale est dissimulée dans l'extrême nord des montagnes, mais elle est bien visible dans la vallée de la rivière Duke, dans laquelle la base de l'empilement de laves émerge à l'est et à l'ouest du fond de cette vallée jusqu'au sommet des crêtes situées de part et d'autre, ce qui représente une différence d'altitude d'environ 1 000 m. Également, plus au sud, le long d'un gauchissement synclinal apparemment disposé en échelon, la base de la séquence de laves et des sédiments alluviaux associés forment des plis ouverts. Sur le flanc sud-ouest, la surface basale s'élève de plus de 1 000 m sur une distance de 16 km; le flanc oriental est tronqué par la faille de Denali. Ces synclinaux en échelon constituent ensemble une partie de la dépression de Duke (Bostock, 1948), dans laquelle sont préservées une grande partie des successions sédimentaires et volcaniques, d'âge cénozoïque, du nord-est du massif St. Elias.

Surrection des montagnes

Le massif St. Elias contient les montagnes les plus hautes et géologiquement les plus jeunes du Canada. Elles s'élèvent, localement avec des formes spectaculaires, de plus de 5 500 m (p. ex. mont St. Elias) au-dessus des basses terres littorales, étroites, situées en bordure du golfe de l'Alaska. La subduction oblique du terrane de Yakutat a provoqué le soulèvement qui se poursuit de nos jours. L'extrusion des laves de Wrangell, qui a débuté au Miocène, a probablement été causée par le processus de subduction; l'activité volcanique récente se poursuit actuellement dans le sud de l'Alaska. Les laves de Wrangell se sont initialement déposées sur une surface légèrement onduleuse et de faible altitude; (Souther et Stanciu, 1975). Le principal soulèvement des montagnes et le basculement, le plissement des laves de Wrangell ainsi que leur déformation par failles ont peut-être commencé au Miocène par suite de la subduction oblique et des coulissages survenus le long de la faille de Denali; toutefois, le diastrophisme s'est en majeure partie déroulé au Pliocène et au Pléistocène. Le mont Logan s'élève presque jusqu'à 6 000 m, soit d'environ 4 000 m au-dessus des vallées adjacentes comblées par les glaces (fig. 17-3). L'existence de reliefs aussi spectaculaires dans la région témoigne de la puissance érosive des vastes nappes glaciaires et des glaciers qui ornent les montagnes, et peut-être aussi au jeu de failles qui n'ont pas été reconnus. Les montagnes offrent un panorama saisissant de la lutte continuelle entre les forces dynamiques d'édification et de destruction de la topographie, ainsi que le décor le plus spectaculaire du Canada et l'un des plus beaux du monde (planche 31).

Sud du Domaine insulaire

C.J. Yorath et A. Sutherland Brown

Le style structural de la partie sud du Domaine insulaire se traduit par un alignement prédominant des éléments stratigraphiques, plutoniques et structuraux dans une direction nord-ouest à nord. On trouve des variations locales dans le sud de l'île de Vancouver où des failles de direction générale ouest juxtaposent des terranes d'origine différente le long et au-dessous de la Wrangellie. L'architecture actuelle de la croûte dans la région se caractérise principalement par la présence de la plaque Juan de Fuca actuellement en subduction et de la faille transformante dextre de Reine-Charlotte qui, à proximité du bassin Queen Charlotte (Queen Charlotte Sound), rencontre le système de la dorsale Juan de Fuca en un point de jonction triple constitué d'une dorsale, d'une faille transformante et d'une fosse. Au-dessous de la plate-forme et du talus continentaux, au large de l'île de Vancouver, le bassin de Tofino contient des roches sédimentaires et volcaniques tertiaires, disloquées de façon complexe par des failles de chevauchement et les plis associés à vergence ouest.

Îles de la Reine-Charlotte

Trois grands systèmes de failles ont été reconnus dans les îles de la Reine-Charlotte (fig. 17-1, coupe M, en pochette; 17-5). La zone de failles de Rennell Sound se compose d'un groupe de failles grossièrement curvilignes, de direction générale nord-ouest, verticales ou fortement inclinées vers le nord-est, qui présentent à la fois un rejet horizontal dextre et un mouvement normal du compartiment est de la faille (Sutherland Brown, 1968). Cette zone s'étend de la baie Rennell à l'île Louise; physiographiquement, elle est particulièrement bien mise en évidence par les sédiments relativement incompétents du Groupe de Queen Charlotte (Crétacé moyen-supérieur) et par de brusques variations stratigraphiques entre l'une et l'autre bande de terrain. Vers l'est, dans la subsurface du détroit d'Hecate, quelques éléments de la zone ont été reconnus dans des profils sismiques monocanal et multicanal, où ils disloquent des sédiments néogènes et des dépôts peut-être d'âge pléistocène. Cette zone pourrait coïncider avec la suture entre le terrane d'Alexander et la Wrangellie (Yorath et Chase, 1981), mais cette hypothèse a été contestée par Woodsworth (1988).

La zone de failles de Louscoone Inlet s'étend vers le nord-ouest, à partir de l'extrême sud de l'île Kunghit, à travers les passages insulaires et le long des côtes de l'est de l'île Moresby, jusqu'à l'île Louise où elle paraît tronquée par la zone de failles de Rennell Sound. Décrites par Sutherland Brown (1968) comme composantes de la «zone de failles de Rennell Sound-Louscoone Inlet», les principaux éléments du système de failles sont des failles verticales présentant visiblement un rejet apparent horizontal dextre. Des failles présentant un tel sens de déplacement n'ont toutefois pas été reconnues lors de levés cartographiques détaillés, exécutés ultérieurement (Thompson et Thorkelson, 1989). D'après les données géophysiques et stratigraphiques, Yorath et Chase (1981) ont proposé l'hypothèse selon laquelle les deux composantes du système seraient chronologiquement et dynamiquement distinctes, et pendant le Tertiaire tardif, les déplacements survenus dans le système de failles de Louscoone Inlet auraient précédé ceux qui ont eu lieu dans la zone de failles de Rennell Sound.

Le système de failles de Sandspit s'étend vers le nord-ouest, du nord-est de l'île Moresby vers le centre de l'île Graham, au-delà de laquelle la zone est dissimulée par les dépôts glaciaires du Quaternaire et probablement par les coulées plus récentes qui appartiennent à la Formation de

Masset du Néogène. Les données géophysiques confirment que ce système se continue au-delà de l'extrémité nord de l'île Graham (Yorath et Chase, 1981; fig. 17-5). Les mouvements le plus récemment survenus le long du système de failles se sont traduits par le décalage des ruisseaux, par la présence de petits escarpements dans les sédiments du Pléistocène, et par la présence d'affaissements de terrain occupés par des étangs et de falaises marines inactives (Sutherland Brown, 1968). L'activité plus ancienne s'est traduite par l'alignement de petits plutons tertiaires hypabyssaux parallèles au système de failles et par la très forte augmentation d'épaisseur des sédiments du Néogène appartenant à la Formation de Skonun, transversalement à ce système de failles, dans la subsurface du détroit d'Hecate. Selon une hypothèse proposée par Yorath et Chase (1981), le système de failles de Sandspit aurait autrefois été continu et colinéaire de la zone de failles de Louscoone Inlet, les deux composantes ayant été disloquées par un mouvement survenu au Tertiaire tardif le long de la zone de failles de Rennell Sound, et serait aussi colinéaire de la limite entre la Wrangellie et le terrane d'Alexander. Des études plus récentes ont toutefois soulevé des interrogations quant à la signification de ces structures (Thompson et Thorkelson, 1989).

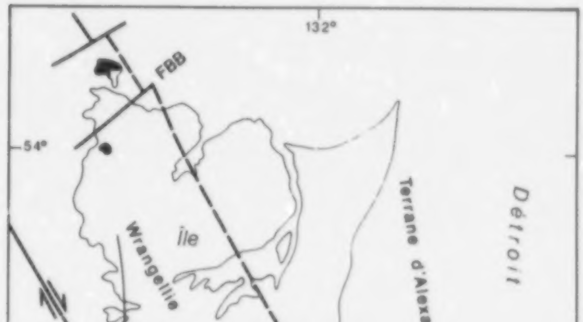


Figure 17-5. Carte de localisation des failles, plis et plutons présents dans les îles de la Reine-Charlotte. FS-Faille de Sandspit; FRS-Faille de Rennel Sound; FLI-Faille de Louscoone Inlet; FR-C-Faille de Reine-Charlotte; FBB-Faille de Beresford Bay.

Quelques failles verticales de direction générale nord-est, dont la principale est la faille de Beresford Bay, traversent le nord-ouest de l'île Graham. Elles ont un rejet apparent vertical et un rejet apparent horizontal et senestre important, indiqué par la dislocation des roches du Crétacé supérieur appartenant au Groupe de Queen Charlotte. Selon H.W. Tipper (dans Sutherland Brown et al., 1983), il existerait peut-être dans le centre ouest de l'île Graham des panneaux à pendage nord-est, limités par des failles, qui pourraient indiquer un rejet apparent de la faille de chevauchement.

La faille de Reine-Charlotte, actuellement active et marquant le bord du continent nord-américain, est décrite dans le sous-chapitre sur les failles coulissantes.

Dans les îles de la Reine-Charlotte, les plis sont d'importance secondaire par rapport aux failles et ont régionalement une faible intensité. Toutefois, à l'échelle locale, et surtout dans le Groupe de Queen Charlotte à proximité de la zone de failles de Rennell Sound, existent des panneaux fortement redressés et renversés. Dans la zone de failles, le faciès turbiditique de la Formation de Longarm (Crétacé inférieur) est intensément cisaillé et la stratification est souvent complètement transposée. Dans les roches plus anciennes, les plis ont une direction générale plus proche de l'ouest et sont généralement tronqués par des failles de direction générale nord-ouest. Les épaisses laves en coussins de la Formation de Karmutsen (Trias supérieur) ont été gauchies, formant ainsi de vastes anticlinaux de faible amplitude, tandis que les argilites et les calcaires finement interstratifiés de la Formation de Kunga, immédiatement sus-jacents à ces laves, forment des plis serrés, des plis en chevrons et des plis disharmoniques. La déformation responsable de ces structures s'est produite, au moins partiellement, avant le développement de la surface de discordance à la base de la Formation de Yakoun du Jurassique moyen (Thompson et Thorkelson, 1989).

Dans le bassin de Reine-Charlotte, le style structural est largement inconnu. Si l'on admet qu'il y a eu un rifting dans le bassin Queen Charlotte (Yorath et Hyndman, 1983), il n'est pas improbable que des failles coulissantes importantes aient disloqué la succession de roches volcaniques et sédimentaires du Tertiaire, et que des plis associés, disposés en échelon, soient présents. Le prolongement possible de la zone de failles de Rennell Sound à travers le détroit d'Hecate suggère la présence de structures similaires.

Au large de la côte ouest des îles de la Reine-Charlotte, la terrasse de Reine-Charlotte englobe un prisme de sédiments qui a été déformé par des plis arqués de grande amplitude. La terrasse, qui a plus de 6 km d'épaisseur, est limitée à l'est par la faille de Reine-Charlotte, à l'ouest par le talus continental.

Île de Vancouver

Le style structural de l'île de Vancouver se traduit par la présence de culminations structurales de direction générale nord-ouest, de plutons de direction générale nord-ouest et nord, et de failles de direction nord-ouest et sud-ouest (fig. 17-6). Des failles mineures de direction nord-est interrompent ces structures (Muller, 1977). Comme dans les îles de la Reine-Charlotte, la Formation de Karmutsen semble être l'unité la plus compétente ayant, entre des failles importantes, été déformée par gauchissement en de larges culminations et dépressions. Les unités sous-jacentes et sus-jacentes moins compétentes ont subi des déformations plus intenses et localement pénétratives. Dans les îles Gulf, près de la côte sud-est de l'île de Vancouver, le Groupe de Nanaimo se présente sous forme de plis cylindriques et isoclinaux de direction nord-ouest, et est peut-être recoupé par des failles de chevauchement à vergence ouest.

Les anticlinoriums de Cowichan et de Buttle Lake et le soulèvement de Nanoose (fig. 17-6) sont des structures de direction générale nord-ouest dans lesquelles les strates sédimentaires et volcaniques du Groupe de Sicker sont généralement déformées par des plis serrés à isoclinaux. L'anticlinorium de Cowichan et son expression colinéaire, située dans le chaînon Beaufort, sont limités au sud-ouest par deux systèmes de failles sans doute associés dynamiquement (Sutherland Brown et Yorath, 1985). Ce sont les failles de Cowichan Lake et de Beaufort Range; il paraît possible que la second système de failles ait été le foyer du séisme de 1946, qui avait sérieusement touché plusieurs collectivités du centre de l'île de Vancouver (Rogers et Hasewaga, 1978). Dans le soulèvement de Nanoose, sur la côte orientale de l'île, les strates du Groupe de Sicker ont été déformées par des plis isoclinaux et montrent une déformation pénétrative dans l'argilite. Des failles de direction générale nord-ouest, dont certaines sont des failles de chevauchement, dérangent la séquence.

Les structures de subsurface de l'île de Vancouver et de la marge continentale adjacente (fig. 17-1, coupe N, en pochette; 17-7) ont été mises en évidence par des profils de

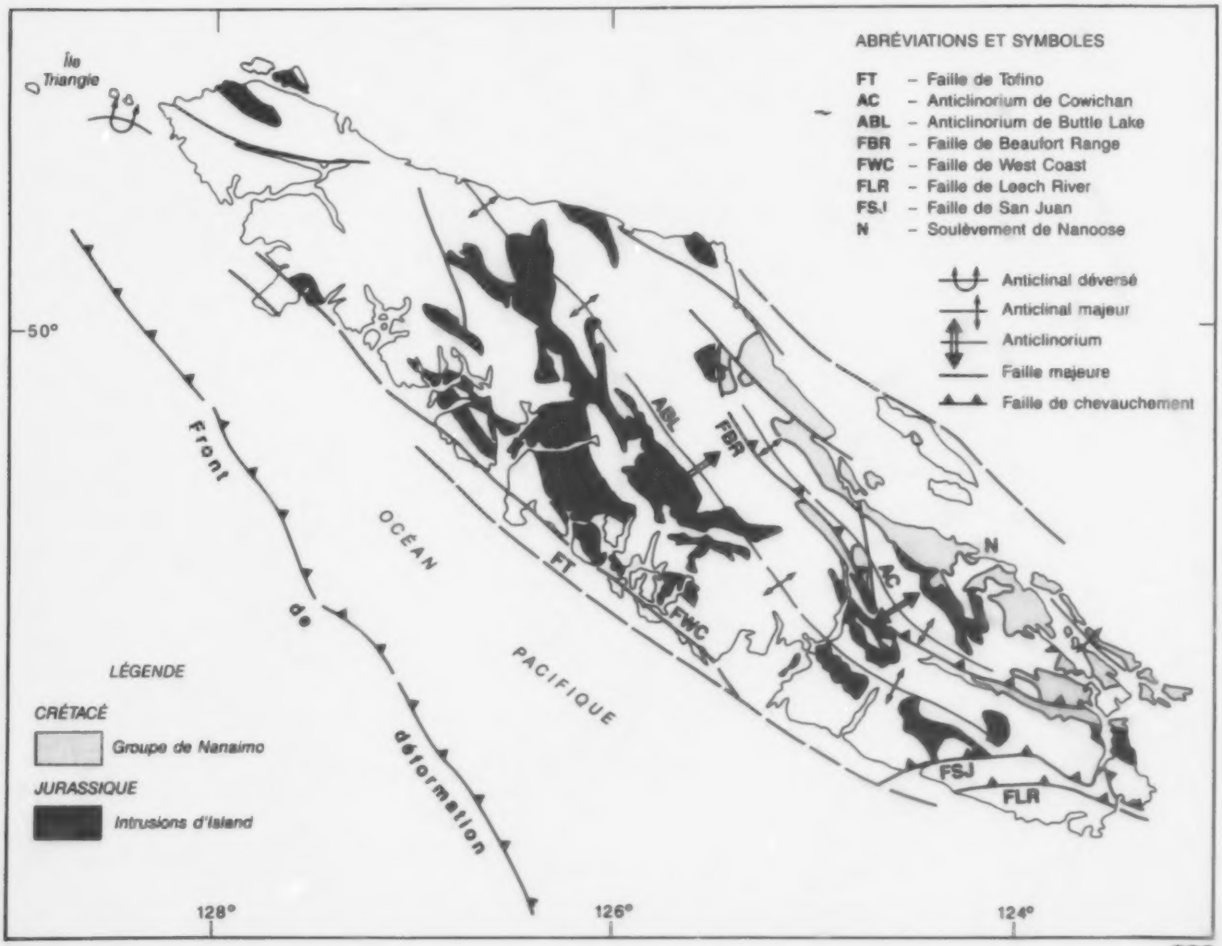


Figure 17-6. Carte de localisation des failles, plis et plutons principaux de l'île de Vancouver.

sismique-réflexion multicanal effectués en mer et à terre (voir fig. 2-34) et par d'autres données géophysiques et géologiques (Shouldice, 1971; MacLeod et al., 1977; Yorath, 1980; Yorath et al., 1985a, b; Sutherland Brown et Yorath, 1985; Clowes et al., 1987; Kurtz et al., 1986).

Au-dessous de l'île de Vancouver, la Wrangellie est divisée par plusieurs failles de chevauchement à vergence ouest, qui probablement datent surtout de l'Éocène tardif. Il existe quelques failles de chevauchement du niveau structural supérieur probablement formées au cours du Crétacé tardif près de la côte est, où elles disloquent des strates crétacées et le flanc ouest de l'anticlinorium de Cowichan (fig. 17-7). Au-dessous de la côte ouest de l'île, le terrane de Pacific Rim et le terrane de Crescent apparaissent respectivement au mur de la faille de Westcoast et au mur des failles de Tofino-Leech River. Des relations similaires ont été observées dans le sud de l'île de Vancouver (Clowes et al., 1987). La mise en place de ces terranes a eu lieu au-dessous de la Wrangellie à l'Éocène tardif et a probablement causé la formation d'un grand nombre des failles de chevauchement qui disloquent la Wrangellie. De plus, la mise en place et l'accrétion par subduction de ces terranes ainsi que l'accrétion ultérieure et présente du complexe de subduction actuel, ont provoqué le soulèvement de l'ouest de l'île de Vancouver et la subsidence concomitante du bassin de Georgia. L'érosion ultérieure a enlevé plusieurs kilomètres de strates de la Wrangellie et causé l'affleurement des niveaux plus profonds des plutons du Jurassique précoce, qui sont représentés par les roches métamorphiques et plutoniques du Complexe de West Coast dans l'ouest de l'île de Vancouver.

Le terrane de Crescent, qui a été traversé par des puits d'exploration extracôtiers et qui est représenté par l'anomalie magnétique de Prometheus (fig. 17-5; Shouldice, 1971; MacLeod et al., 1977) comprend des roches chimiquement semblables au basalte du Complexe igné de Metchosin, situé dans le sud de l'île de Vancouver. Ce terrane se trouve au toit de la faille de chevauchement de Crescent, une structure qui, selon une extrapolation, irait de la subsurface des monts Olympic, dans le nord de l'État de Washington, à la plate-forme continentale au large de l'île de Vancouver. À cet endroit, le terrane recouvre structuralement des roches sédimentaires fortement déformées, appartenant à l'Éocène moyen et supérieur et

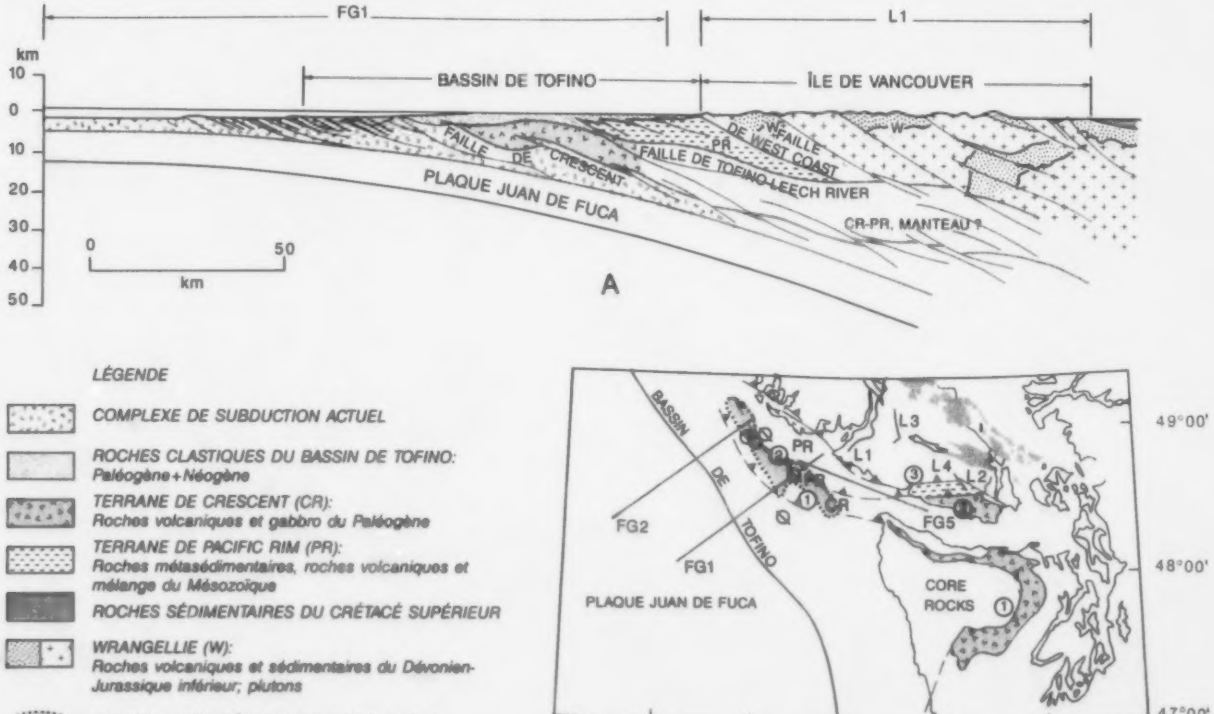


Figure 17-7A. Interprétation structurale des profils de sismique-réflexion multicanal obtenus à travers la marge continentale (FG1) et le sud de l'île de Vancouver (L1). **B.** Principaux éléments structuraux et position des profils de sismique-réflexion multicanal, sur la marge continentale du sud de l'île de Vancouver et du nord-ouest de l'État de Washington. 1-Faille de Crescent; 2-Faille de Leech River-Tofino; 3-Faille de San Juan-West Coast.

comprenant une partie du complexe de subduction actuel, formé au Cénozoïque et situé au coeur des monts Olympic. Les corrélations entre les réflexions observées sur les profils sismiques extracôtiers et terrestres sont incertaines (fig. 2-34), mais à la figure 17-5, le terrane de Crescent est considéré comme contenant une grande partie des matériaux accrétés par subduction au-dessous de la Wrangellie. Les autres composantes de la zone accrétée par subduction, pourraient être formées de segments additionnels du terrane de Pacific Rim, et peut-être même du manteau éocène associé aux basaltes (voir chapitre 2, partie C). Cette interprétation a un important corollaire: si la lithosphère initiale de la Wrangellie avait à peu près 100 km d'épaisseur, plus de 70 km de lithosphère «wrangellienne» ont nécessairement été enlevés, avant l'accrétion par subduction des terranes de Pacific Rim et de Crescent.

Le complexe de subduction actuel s'étend des limites de la déformation à la subsurface de l'ouest de l'île de Vancouver, où les sédiments appartenant au complexe sont peut-être les équivalents des Core Rocks des monts Olympic. Du côté du continent par rapport au front de déformation, des failles de chevauchement accompagnées de plis de rampes intersectent le sommet de la croûte océanique plongeante (en subduction), et certaines se prolongent vers la surface et atteignent presque le fond océanique. Ainsi, depuis l'accrétion par subduction du terrane de Crescent, la tranche sédimentaire de la plaque Juan de Fuca a subi une accrétion sous la marge continentale et au contact de celle-ci. Le processus d'accrétion a permis le plissement et le soulèvement du terrane de Crescent et des sédiments bathyaux sus-jacents (Cameron, 1980) qui constituent la partie inférieure du bassin de Tofino. Dans les sédiments néogènes de la partie supérieure du bassin de Tofino, une série de plis curvilignes sillonnent le fond marin qui ailleurs est uniforme et légèrement incliné. L'un de ces plis, la structure d'Apollo, serait un anticlinal formé au-dessus d'une surface de décollement peu profonde dans les sédiments néogènes et quaternaires, peut-être par suite de l'activité sismique holocène (Yorath, 1980).

Remarque: Des études plus récentes concernant l'évolution structurale et tectonique de la zone de subduction de Cascadia et de l'île de Vancouver sont présentées par Hyndman et al. (1990) et par Yorath et al. (sous presse).

Une séquence volcano-sédimentaire, d'âge jurassique-crétacé ou cénozoïque, qui constitue la plate-forme continentale du nord-ouest de l'île de Vancouver, a subi une déformation complexe. Des traverses effectuées à l'aide de submersibles et des profils obtenus par sonar à balayage latéral suggèrent que la séquence est déformée en une série arquée de plis couchés à vergence sud-ouest et sud (Yorath et Currie, 1980; Bornhold et Yorath, 1984). Dans l'île Triangle, ces plis affleurent dans une épaisse séquence d'argilite et de grauwacke, traversée par un ou plusieurs filons-couches de roche felsique. Des strates du Miocène supérieur-Pliocène, qui reposent en discordance sur cette séquence ne sont pas déformées, excepté près de l'accore où elles sont traversées par quelques failles verticales. Dans la subsurface du talus continental, un dragage effectué par B.E.B. Cameron (communication personnelle, 1980), des profils de sismique-réflexion et des traverses effectuées à l'aide de submersibles indiquent apparemment la présence de failles de chevauchement impliquant des strates du Crétacé inférieur et du Tertiaire.

PARTIE B. DOMAINE CÔTIER

G.J. Woodsworth, J.W.H. Monger et H. Gabrielse

Résumé

Il est difficile d'interpréter les styles structuraux du Domaine côtier à cause de la présence de vastes étendues de roches plutoniques et métamorphiques, de la rareté des repères stratigraphiques et des difficultés à établir des corrélations. Les structures des roches métamorphiques et migmatitiques sont très variables, et sur de très vastes étendues, elles passent d'un pendage abrupt à presque nul. Ces roches témoignent d'une déformation ductile profonde, à laquelle se superpose une déformation ductile à fragile d'un niveau structural supérieur.

Les structures les plus remarquables du nord du Domaine côtier sont des foliations habituellement peu inclinées, présentes dans les roches granitiques et les roches métamorphiques plus anciennes, et des essaims de diaclases d'extension apparues au Tertiaire précoce et occupées par des dykes leucocrates.

Dans la région de Prince Rupert-Terrace qui fait partie du Domaine côtier, sont reconnaissables deux zones structurales longitudinales à l'est et à l'ouest du linéament de Work Channel, en même temps qu'une zone orientale de roches corrélatives de celles de l'extrême ouest du Domaine intermontagneux. La zone à l'est du chenal Work, qui constitue un noyau de roches fortement métamorphisées et de roches plutoniques, se caractérise par une fabrique ductile à faible pendage, et par de grands plutons se présentant en couches. La zone de roches métamorphiques et plutoniques située à l'ouest du chenal Work montre des fabriques et structures ductiles à fragiles, à pendage est et à vergence ouest à nord-ouest. La zone la plus à l'est est caractérisée par la présence de strates affectées par un métamorphisme dont l'intensité varie de nulle jusqu'au faciès des schistes verts inférieur et par des zones de cisaillement, de comportement fragile à ductile, montrant une vergence principalement est à nord-est, qui sont apparentées à des structures similaires de l'ouest du Domaine intermontagneux. À ces structures omniprésentes et relativement peu inclinées se superposent des zones de cisaillement bien définies et abruptes, de direction générale nord-ouest à nord. Dans les zones centrale et ouest, les plutons ont subi une déformation à la fois fragile et ductile; la configuration des plutons a peut-être été contrôlée par leur mise en place en présence d'un régime dynamique. Ce

style structural et plutonique témoigne sans doute d'une composante de mouvement longitudinal pendant l'orogenèse.

Dans le sud du Domaine côtier, les structures sont dominées par des fabriques fortement inclinées, de direction générale nord-ouest, et par des zones de direction générale nord-ouest, composées de pendentifs de roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées. Ces zones sont considérées comme étant des structures de type graben, apparues au Crétacé moyen-tardif. Dans le Domaine intermontagneux et dans la partie orientale du sud du Complexe plutonique côtier, des failles de chevauchement à vergence nord-est affectent des strates du Crétacé précoce et des strates plus anciennes. Collectivement, ces structures indiquent que le Complexe plutonique côtier et l'ouest du Domaine intermontagneux, dans les coupes nord et sud, constituent un orogène à deux versants, peut-être en partie relié à des failles coulissantes, dans lequel la déformation s'échelonne du Jurassique tardif au Tertiaire précoce.

Dans le Domaine côtier, le segment des Cascades comprend une zone axiale composée de roches granitiques et de roches fortement métamorphisées, soumises à plusieurs phases de déformation, et recoupée par des failles à fort pendage. À l'ouest de cette zone axiale, existent au moins trois grandes failles de chevauchement inclinées vers l'est, dont l'une contient un grand pli couché à vergence nord-ouest. À l'est de la zone axiale métamorphique des Cascades, les structures sont principalement des plis par flexion (glissement strate sur strate), déversés vers l'est, et associés à des failles inverses à pendage ouest. Dans sa partie sud, la zone axiale métamorphique du segment des Cascades est limitée à l'ouest par la zone de failles coulissantes dextres de Straight Creek. Le prolongement de cette zone de failles vers le nord, la zone de failles coulissantes dextres du Fraser, se trouve du côté est de la zone axiale métamorphique. Les structures du segment des Cascades sont surtout d'âge crétacé et pourraient correspondre à la fermeture de bassins océaniques ou marginaux, suivie au Tertiaire de la formation de failles coulissantes et de failles connexes, normales et inverses.

Nord du Domaine côtier

H. Gabrielse

Les détails du style structural caractérisant le Domaine côtier au nord de la région de Prince-Rupert sont peu connus. Cette région contient de vastes bandes de roches granitiques foliées accompagnées de pendentifs et d'assemblages de bordure composés de roches qui ont subi un métamorphisme régional et un métamorphisme de contact. Des roches granitiques légèrement foliées ou non foliées recoupent les massifs foliés et les successions métamorphiques associées. Dans les roches métamorphiques, la foliation, légèrement inclinée sur de vastes étendues, est généralement parallèle au rubanement compositionnel qui assez souvent représente une transposition de la stratification. Les plis ont une direction générale nord-ouest et sont ouverts à fermés, sans vergence clairement visible et cohérente. Deux éléments linéaires ont été reconnus dans les roches métamorphiques de la région d'Aishihik, dans le sud-ouest du Yukon (Tempelman-Kluit, 1974). Le plus visible est associé à une crénulation grossière qui produit des kinks dans les roches micacées. Les axes des plis ont une direction générale nord à nord-est. Les roches les plus quartzeuses montrent un arrangement évident du quartz en baguettes ou en stries. Localement, des microplis plongent légèrement vers le nord, sont subisoclinaux et asymétriques en coupe, et montrent une vergence ouest. Dans une localité située à l'est de la faille de Denali, le lieu géométrique d'une faille de chevauchement hypothétique à pendage nord-est est indiqué par la présence de roches mafiques et ultramafiques altérées (Muller, 1967).

Dans le nord du Domaine côtier, les seules structures bien datées sont des joints d'extension et des failles comblées par des essaims de dykes leucocrates du Tertiaire précoce (Tempelman-Kluit, 1974). Dans le nord de la Colombie-Britannique, des essaims similaires de dykes leucocrates ont une direction nord et nord-est. Localement, des roches volcaniques d'âge éocène sont associées à des structures de subsidence en chaudron (Lambert, 1974) ou à des grabens.

Centre du Domaine côtier

G.J. Woodsworth

Le style structural du centre du Domaine côtier est particulièrement évident dans la coupe structurale de Prince Rupert-Terrace où il est intimement lié à des structures du Domaine intermontagneux (fig. 17-8; 17-1, coupe M, en pochette). Dans la région de Prince Rupert-Terrace, le Domaine côtier, qui se compose surtout du Complexe plutonique côtier, est divisé en deux segments longitudinaux selon les différences des styles métamorphiques, structuraux et plutoniques (Crawford et Hollister, 1982; Crawford et al.,1987). La zone axiale métamorphique composée de roches fortement métamor-phisées et de roches plutoniques à l'est du chenal Work est caractérisée par des fabriques ductiles à faible pendage et par de vastes plutons en couches. Le segment situé à l'ouest du chenal Work, qui se compose de roches méta-morphiques et plutoniques, montre des fabriques et des structures ductiles à fragiles, à pendage est et à vergence ouest à nord-ouest. À ces structures omniprésentes et relativement peu inclinées, sont superposées dans les deux segments des zones de cisaillement bien définies et fortement inclinées, de direction générale nord-ouest à nord. Les plutons ont subi à la fois une déformation ductile et une déformation fragile; la configuration des plutons a peut-être été contrôlée par leur mise en place dans un régime dynamique. Ce style structural et plutonique semble indiquer l'existence d'une composante d'un mouvement de transpression durant l'orogenèse.

À l'ouest du chenal Work

Les roches de ce segment se composent principalement de métasédiments et de métavolcanites, des faciès des schistes verts et des amphibolites, traversés par des plutons. Sa partie occidentale, dans la région de l'île Dunira, est caractérisée par une foliation et une stratification transposée qui sont modérément inclinées vers l'est. Là où subsiste une stratigraphie cohérente, la stratification est en position normale et présente un pendage moyen vers l'est et le nord-est. Localement, le clivage est axial aux petits plis isoclinaux, dont plusieurs présentent des flancs cisaillés. Les plis et la foliation représentent une seule déformation,

caractérisée par un cisaillement ductile, et reflètent la présence de failles de chevauchement à pendage est et à vergence sud-ouest.

De Prince Rupert à l'est jusqu'au chenal Work, la foliation minérale et le rubanement compositionnel montrent un pendage modéré, est à sud-est. Les pressions et températures du métamorphisme ont augmenté d'ouest en est, et les roches le plus intensément métamorphisées occupent les positions structurales les plus élevées. Les plis isoclinaux ont des axes plongeant vers l'est et sont recoupés par un clivage de fracture plus récent. L'intensité du clivage augmente à l'est et devient une foliation pénétrative axiale aux plis serrés. Dans les roches structuralement les plus hautes, les conditions du métamorphisme ont atteint 8 ± 1 kb (8 ± 1 × 10^5 kPa) et 625°C (Crawford et Hollister, 1982); les roches métamorphiques

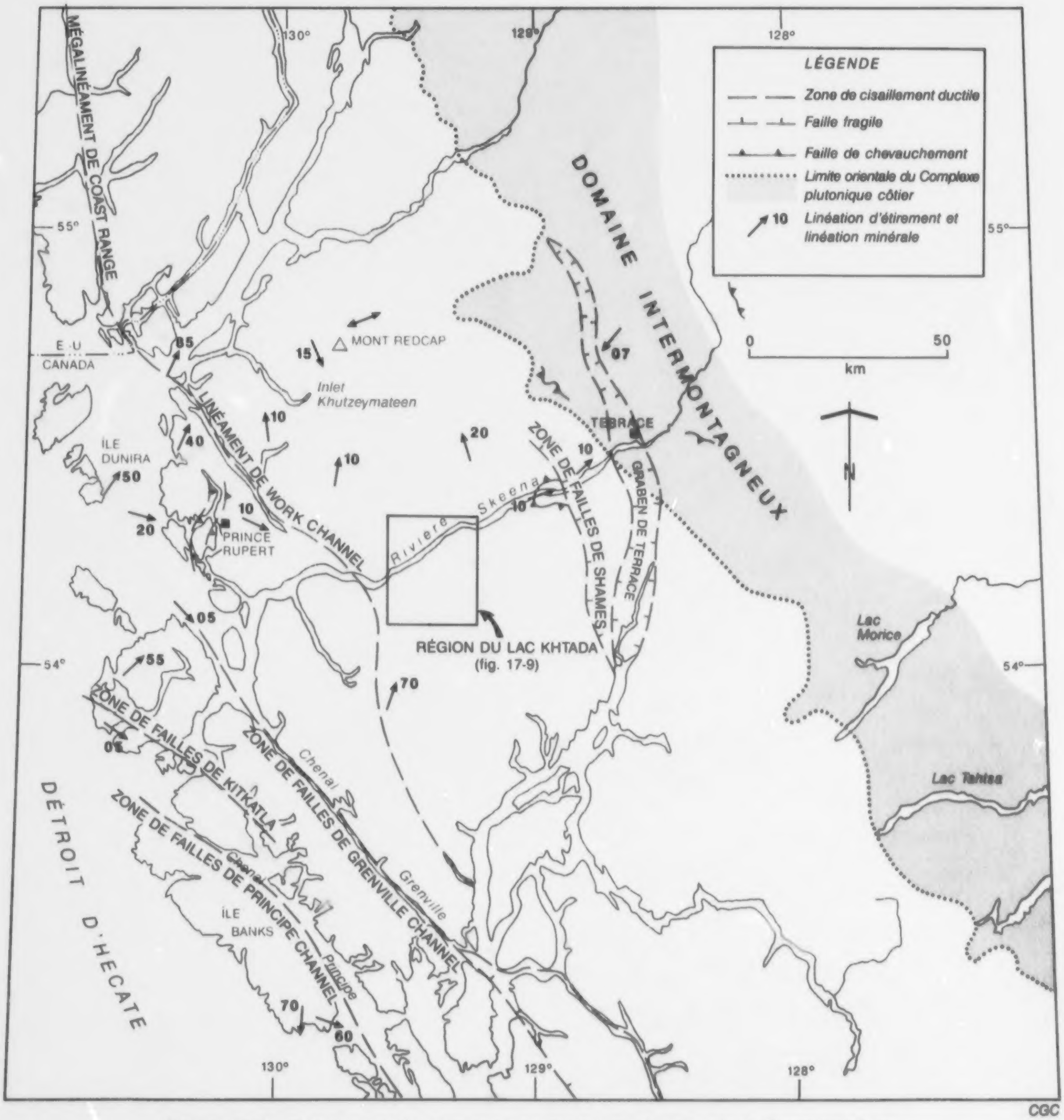


Figure 17-8. Principaux éléments structuraux de la partie centrale du Domaine côtier.

des îlots situés à l'ouest de Prince Rupert appartiennent au faciès des schistes verts. Des plutons synmétamorphiques mis en place dans les schistes très métamorphisés à environ 98 Ma (Woodsworth et al., 1983) indiquent que le métamorphisme et la déformation datent approximativement du Crétacé moyen. Les plutons syntectoniques à post-tectoniques dans l'île Dunira et dans les îles proches ont été datés par la méthode K/Ar sur biotite, de 84 et 96 Ma, donc le métamorphisme et la déformation ont sans doute duré jusqu'au Crétacé tardif.

Dans l'ensemble, en toute probabilité, la configuration du métamorphisme et des structures métamorphiques mineures s'explique par le fait que des failles de chevauchement ductiles à vergence ouest qui (pendant dans les conditions du faciès des amphibolites) ont superposé des roches fortement métamorphisées sur des roches moins métamorphisées, sont les structures dominantes. La position des failles est inconnue, mais selon Hutchison (1982), l'une d'elles se situerait près de Prince Rupert. Pendant le refroidissement, le cisaillement ductile a été suivi d'un chevauchement fragile. Quelques-unes de ces failles sont observables près de Prince Rupert.

À environ 50 à 100 km au sud de Prince Rupert, la zone ouest est dominée par des roches plutoniques. Les schistes et les gneiss occupent moins de 10 % de la région, et se présentent surtout sous forme d'étroits panneaux fortement inclinés et allongés dans une direction nord-ouest. La foliation est bien développée dans le schiste et dans de nombreux plutons. En général, cette foliation a une direction nord-ouest et un pendage vertical ou abrupt vers l'est, mais il existe de nombreuses exceptions. Il semble que de nombreux plutons aient été mis en place vers la fin de la période principale de déformation, mais ils sont eux aussi souvent allongés et parallèles au grain régional. Les datations préliminaires U/Pb sur zircon suggèrent que la plupart des plutons situés à l'ouest du chenal Grenville remontent au Jurassique tardif (P. van der Heyden, communication personnelle, 1987). Si tel est le cas, la déformation ductile dans la partie occidentale du Complexe plutonique côtier date alors également du Jurassique tardif.

À l'est du chenal Work

Les roches situées entre le chenal Work et la zone de failles de Shames River se composent principalement de roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées et de plutons collectivement appelés «Complexe gneissique central». D'abondants plutons synmétamorphiques à post-métamorphiques traversent le Complexe gneissique central, et en de nombreux endroits sont difficiles à différencier de celui-ci. Partout, la déformation a été dominée par des cisaillements ductiles, mais l'évolution structurale des roches varie d'un endroit à l'autre.

Dans une grande partie de la région, la foliation est en général légèrement inclinée vers le nord. Les plis couchés à surface axiale de pendage nord sont nombreux et apparaissent clairement dans la région du mont Redcap (fig. 17-8; Hill, 1984). À cet endroit, le Complexe gneissique central et les métasédiments apparentés présentent une foliation mylonitique pénétrative, et peuvent être appelés des blastomylonites. Les roches affleurent dans de grands plis couchés à vergence sud; les linéations et les axes de plis mineurs, serrés et non cylindriques, ont un plongement moyen à léger. Les structures sont considérées comme le résultat d'un cisaillement ductile survenu à des températures élevées. La disposition de la foliation suggère que le plan de cisaillement était approximativement horizontal et que le dernier mouvement était dirigé vers le nord-ouest, parallèlement à la direction d'ensemble du Domaine côtier. Ces conclusions peuvent s'appliquer à une grande partie du Complexe gneissique central au-delà des limites de la région du mont Redcap, y compris la région du lac Khtada plus au sud.

Dans la région du lac Khtada (fig. 17-9), aux plis couchés anciens dont les axes plongent faiblement vers l'est, se sont superposés des plis serrés et droits dont les axes sont parallèles à ceux des plis couchés. Ces derniers semblent associés au développement de cisaillements ductiles, bien définis et fortement inclinés, de direction générale nord-est à nord-ouest. Les deux générations de plis se sont formées alors que les roches étaient exposées à des températures de plus de 650°C et probablement alors qu'elles étaient partiellement en fusion (Kenah et Hollister, 1983). Dans la région de l'inlet Khutzeymateen, au sud-ouest du mont Redcap, les plis couchés anciens n'ont pas été

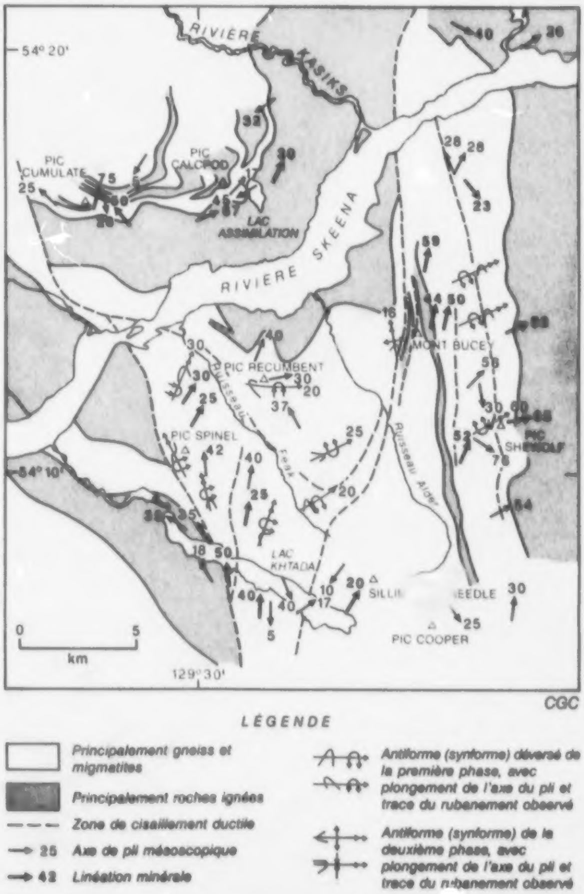


Figure 17-9. Structures de la région du lac Khtada. Situation géographique indiquée à la figure 17-8.

reconnus. À cet endroit, les plis sont principalement droits, ouverts à serrés, et leur axe plonge légèrement vers le nord-nord-ouest (Douglas, 1983). Ces plis déforment une foliation mylonitique ancienne et sont peut-être corrélables avec les plis droits de la région du lac Khtada.

L'époque de la déformation survenue dans le Complexe gneissique central est délimitée par des datations U/Pb de diverses lithologies, et les âges obtenus suggèrent que le métamorphisme élevé de la zone s'échelonne du Crétacé moyen au Crétacé tardif (Crawford et al., 1987; Woodsworth et al., 1983; Hill, 1984). Le métamorphisme de degré élevé a été accompagné de la fusion partielle, de la déformation ductile et de la mise en place de plutons syntectoniques. Ces phénomènes sont le résultat de l'épaississement de la croûte, peut-être par accrétion du superterrane insulaire à l'Amérique du Nord. Le cisaillement horizontal implique le charriage vers le nord-ouest d'une plaque supérieure (à environ 20 km de profondeur) avec une composante de décrochement latéral dextre (Hill, 1984).

Zones de cisaillement ductile

Le linéament de Work Channel est un élément topographique bien visible, que l'on peut suivre vers le nord-ouest à partir du chenal Douglas jusqu'à Juneau, en traversant le sud-est de l'Alaska (Brew et Ford, 1978). En Colombie-Britannique, il marque la limite entre les parties ouest et centrale du Domaine côtier (Crawford et Hollister, 1982). Ce linéament marque une zone de cisaillement ductile complexe (fig. 17-10, 17-11). La foliation est fortement inclinée à verticale, et les linéations d'étirement plongent fortement, ce qui suggère que le mouvement qui s'est le plus tardivement manifesté dans la zone de cisaillement a été vertical (Gareau, 1988). Dans le pluton de Quottoon, qui limite à l'est ce linéament, la foliation et la linéation minérale sont parallèles à la foliation et à la linéation des roches métamorphiques contenues dans la zone de cisaillement. Au Paléogène, l'intrusion du pluton de Quottoon a été contemporaine du dernier grand mouvement ductile survenu dans la zone de cisaillement.

D'autres cisaillements ductiles sont fréquents dans la partie centrale du Domaine côtier. Comme dans la zone du chenal Work, ils se caractérisent par des foliations fortement inclinées qui sont superposées à l'ancienne foliation faiblement inclinée. Dans la zone ouest du Complexe plutonique côtier, un grand nombre de chenaux marins importants de direction générale nord-ouest, comme les chenaux Grenville, Principe et Kitkatla soulignent les grandes failles (fig. 17-8). Dans ces zones, la foliation est fortement inclinée ou verticale; un grand nombre des roches sont des gneiss oeillés ou des mylonites. Le degré, la nature et l'époque des mouvements de ces failles sont inconnus, mais le long de la faille de Grenville Channel, un mouvement ductile initial a été suivi d'un mouvement fragile ultérieur. Au moins quelques-unes de ces failles correspondent sans doute à d'importantes zones de coulissage.

Distension au Miocène

Des essaims de dykes de direction générale nord, composés de basalte et de comendite d'âge miocène, situés dans la région de Bella Bella sur la marge ouest du Domaine côtier, représentent une distension locale du terrain pouvant atteindre 40% (voir fig. 17-8). Leur mise en place a été liée à l'expansion de la croûte et à la mise en place d'un pluton au-dessous de la partie ouest de la ceinture volcanique d'Anahim (voir chapitre 14).

Sud-ouest du Domaine côtier

G.J. Woodsworth

Dans le sud du Domaine côtier, au sud de 52°N et à l'ouest de la faille de Harrison et de la faille de Yalakom (fig. 17-12), les structures présentes sont moins bien comprises que celles du transect allant de Prince Rupert à

Figure 17-10. Fabriques à pendage abrupt à l'intérieur du linéament de Work Channel, typiques de cette structure. Les matériaux leucocrates, concordants, résultent sans doute de la fusion partielle in situ de l'amphibolite (bandes sombres). Photographie prise sur la route 16, à environ 50 km à l'est de Prince Rupert. (Photo: G.J. Woodsworth). GSC 205376

Figure 17-11. Gneiss rubané composé de bandes quartzo-feldspathiques claires et de bandes amphibolitiques sombres, dans un prolongement méridional probable du linéament de Work Channel, dans la partie nord-est de l'Inlet Rivers. (Photo: M.D. Dubord). GSC 205377

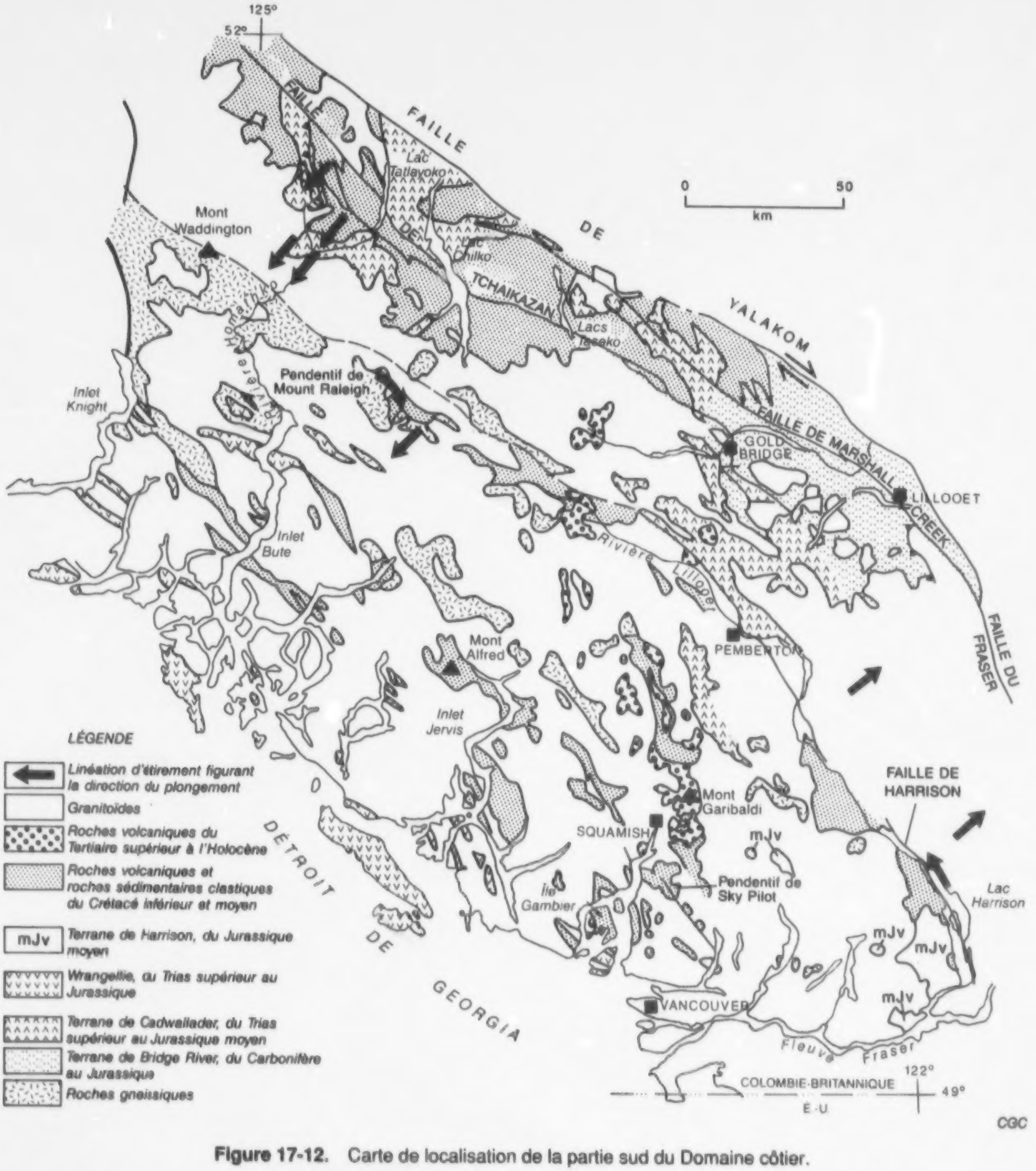


Figure 17-12. Carte de localisation de la partie sud du Domaine côtier.

Terrace. Des différences existent quant au cadre stratigraphique et métamorphique, et quant au style et à la chronologie de la déformation.

Au sud-ouest de la faille de Harrison

La région située au sud-ouest de la faille de Harrison est constituée principalement de roches plutoniques; 10 à 15% du terrain se compose de roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées. La plupart des roches métamorphiques se présentent sous forme d'étroits pendentifs ou d'écrans de direction générale nord-ouest, séparés par de grandes étendues de roches plutoniques. Les pendentifs montrent un métamorphisme allant de faciès inférieur au faciès des schistes verts dans l'ouest de la région au faciès des amphibolites supérieur dans l'est de cette région. Les structures observées dans les plutons et la plupart des pendentifs comprennent principalement des foliations de direction générale nord-ouest, souvent fortement inclinées vers le nord-est. De nombreux plutons sont allongés dans une direction nord-ouest et présentent des contacts abrupts.

Les structures internes de la plupart des pendentifs sont mal connues. La région du mont Raleigh renferme le mieux étudié des massifs de faciès métamorphique élevé (Woodsworth, 1979). Les gneiss granitoïdes peut-être corrélatifs du Complexe gneissique central plus au nord montrent une foliation pénétrative traversée par de petits cisaillements ductiles, distincts. Il semble que la déformation du gneiss granitoïde soit plus ancienne que celle du pendentif de Mount Raleigh, structuralement sus-jacent. Les roches mésozoïques du pendentif ont été modifiées par un chevauchement à vergence nord-est qui a amené les roches du Trias supérieur au-dessus de celles du Crétacé inférieur, et ont été plissées en un synclinal ouvert plongeant légèrement vers l'est-sud-est. Dans les roches du pendentif et dans quelques plutons adjacents, la fabrique dominante est représentée par une foliation pénétrative et une linéation minérale de plongement sud à ouest-sud-ouest. La fabrique apparue au cours du métamorphisme au faciès des amphibolites, au Crétacé moyen-tardif, correspond probablement au cisaillement ductile résultant de la mise en place forcée de plutons diapiriques synmétamorphiques.

Le pendentif de Sky Pilot est le mieux étudié des pendentifs de faciès métamorphique faible. Dans celui-ci, la principale structure des roches mésozoïques est un homoclinal droit qui présente un léger pendage vers le sud (Heah, 1982). Dans sa partie centrale, le pendentif est recoupé par une large zone de cisaillement ductile à fragile, de direction générale nord-ouest. Cette zone a un pendage prononcé et a été formée par compression suivant un axe NE-SW avec une composante de cisaillement dextre (Payne et al., 1980). La relation entre la zone de cisaillement et la mise en place des plutons adjacents est inconnue.

Dans le pendentif de Sky Pilot et dans celui de Mount Raleigh (et probablement dans de nombreux autres), les roches sont recoupées par des failles fragiles et des dykes tardifs, de direction générale nord-est à nord-ouest. Le jeu de chaque faille est probablement faible (quelques mètres seulement) et date probablement du Tertiaire précoce.

Dans le sud du Domaine côtier, les pendentifs se concentrent dans d'étroites zones de direction générale nord-ouest, semi-continues sur plusieurs kilomètres. Ces zones sont apparemment des grabens dans lesquels les strates des pendentifs se sont affaissées relativement aux plutons avoisinants (Woodsworth, 1979; Roddick et Woodsworth, 1980). Les failles de bordure sont fragiles et parfois soulignées par des zones de boue de faille, mais sont plus souvent des cisaillements ductiles dans lesquels la roche plutonique qui se refroidissait a recristallisé pendant sa remontée. Le sens du rejet des failles n'est pas connu, mais leur continuité et leur parallélisme suggèrent qu'un mouvement coulissant dextre a sans doute joué un rôle plus important que le faible déplacement vertical indiqué. Il semblerait que le jeu de ces failles se soit produit au Crétacé tardif-Tertiaire précoce; de faibles déplacements ont peut-être aussi eu lieu au Tertiaire tardif (Woodsworth, 1979).

Entre Squamish et Pemberton, la plupart des plutons présentent une déformation ductile modérée à forte. Dans les plutons et pendentifs, les linéations d'étirement sont presque verticales ou plongent fortement. La foliation a une direction nord à nord-ouest et un fort pendage vers l'est. L'âge de ces roches est mal connu, mais les données disponibles suggèrent que la déformation s'est produite au Jurassique tardif-Crétacé précoce. Dans l'île Gambier, les plutons du Jurassique tardif et les strates du Jurassique tardif ou d'époques plus anciennes du Groupe de Bowen Island sont foliés et ont subi une déformation cataclastique (McKillop, 1973), tandis que les strates du Groupe de Gambier (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) qui les recouvrent en discordance, ne sont pas foliées.

Ces données suggèrent que la déformation pénétrative et le soulèvement qui se sont produits au Jurassique tardif-Crétacé précoce ont été suivis du dépôt du Groupe de Gambier et d'une phase de déformation postérieure à l'Albien moyen (début du Crétacé tardif (?)). Cette seconde phase de déformation est de style variable; des plis ouverts et des zones distinctes de cisaillement fragile à ductile (par exemple le pendentif de Sky Pilot) passent à des fabriques pénétratives auxquelles est associé un métamorphisme élevé (par exemple le pendentif de Mount Raleigh). Toutefois, même dans ce dernier cas, les indices d'une déformation antérieure subsistent, mais l'époque de cette déformation ancienne n'est pas connue avec certitude (Woodsworth, 1979).

Au nord-est de la faille de Harrison

Dans cette région, les structures dominantes sont des failles coulissantes dextres et des failles de chevauchement apparentées (fig. 17-12; Tipper, 1969). Les déformations ductiles sont rares, sauf près du Complexe plutonique côtier.

Entre la faille de Tchaikazan et le Complexe plutonique côtier à l'ouest du lac Tatlayoko, les structures prédominantes sont des failles de chevauchement à vergence nord-est (fig. 17-13, 17-14) et des plis couchés spectaculaires (Rusmore et Woodsworth, 1988). Généralement, les failles ont une direction nord-ouest à nord; elles sont généralement inclinées de 10° à 35° vers le sud-ouest ou l'ouest. Les failles sont indiquées par des zones de roches fortement déformées dans lesquelles les clastes des grès, des conglomérats et des phyllades riches en lapilli sont très allongés. Les linéations plongent légèrement vers le sud-ouest ou (rarement) vers le nord-est et sont remarquablement consistantes sur toute la longueur (35 km) de la zone de chevauchement. Les roches impliquées dans le

chevauchement sont des roches volcaniques et sédimentaires du Trias supérieur, des sédiments du Crétacé inférieur, et une épaisse unité volcanique d'âge incertain, mais remontant peut-être au Crétacé précoce.

Si ces roches volcaniques datent effectivement du Crétacé précoce, cela signifie que les chevauchements survenus à l'ouest ont placé des roches plus récentes au-dessus de roches plus anciennes. Rusmore et Woodsworth (1988) suggèrent que cette relation est due à la présence d'une discordance angulaire profonde entre les strates du Trias supérieur et du Crétacé inférieur, même si une phase tardive de chevauchement hors séquence (out-of-sequence) pourrait également expliquer l'ordre structural observé. Il est peu probable que les failles soient des failles normales faiblement inclinées, puisqu'elles ne peuvent être distinguées des chevauchements d'un niveau structural inférieur.

Les indices observés sur le terrain suggèrent que les déplacements ont eu lieu du sud-ouest vers le nord-est. La plupart des axes des plis forment un angle fort avec la linéation d'étirement, ce qui pourrait indiquer que la direction de transport est parallèle à la linéation. La vergence nord-est de plusieurs très grands plis, et le fait que les failles de chevauchement deviennent abruptes au nord-est et qu'il y a une diminution de la profondeur des niveaux de décollement majeurs dans cette direction, confirment que le chevauchement était dirigé vers le nord-est et non vers le sud-ouest.

Le chevauchement s'est produit au Crétacé tardif. Les roches les plus récentes (situées structuralement à la base de l'édifice des allochtones) de l'ensemble charrié sont les volcanites de Kingsvale du Crétacé supérieur. La limite supérieure du chevauchement a été datée de 68 Ma par la méthode U/Pb sur les zircons contenus dans un pluton recoupant l'ensemble charrié (Rusmore et Woodsworth, 1988).

Figure 17-13. Vue dans une direction nord-ouest du versant sud-ouest du mont Ottarasko, à environ 20 km à l'ouest du lac Tatlayoko, où un basalte du Trias supérieur chevauche vers le nord-est des sédiments du Crétacé inférieur. La faille, marquée par une bande claire de calcaires intensément déformés du Trias supérieur, est typique des grandes failles de chevauchement à vergence nord-est qui suivent la marge orientale du Domaine côtier. (Photo: G.J. Woodsworth). GSC 205375

Figure 17-14. Versant nord-est du mont Castle dans la cuvette de Tyaughton, où affleure une succession renversée de shale, de siltstone et de conglomérat du Norien attribués au Groupe de Tyaughton (comprenant l'arête résistante et les strates sus-jacentes) qui surmonte les strates du Sinémurien exposées au bas des versants. (Photo: H.W.Tipper). GSC 205374

Segment des Cascades du Domaine côtier

J.W.H. Monger

Il est possible que l'évolution structurale du segment des Cascades, dans le sud-est du Domaine côtier, témoigne de la fermeture définitive, au cours du Crétacé, de bassins océaniques ou marginaux représentés par les assemblages de Bridge River et de Shuksan, qui ont été piégés entre les terranes de Chilliwack-Harrison et la Wrangellie à l'ouest, et la marge crétacée de l'Amérique du Nord à l'est. Il est difficile de dire si cette fermeture a été causée par des mouvements surtout orthogonaux ou par des coulissages.

On dispose de quelques indices fragmentaires relatifs à des déformations survenues au cours du Paléozoïque dans le segment des Cascades, mais les principales caractéristiques structurales semblent être liées à quatre déformations de grande envergure qui s'échelonnent du Mésozoïque au Tertiaire: (1) le dérangement structural des terranes de Bridge River et de Shuksan, du Jurassique moyen à l'Éocène; (2) la déformation dominante, qui s'échelonne du Crétacé moyen au Crétacé tardif et a permis la mise en place de la zone axiale métamorphique, la formation des structures présentes dans les roches faiblement métamorphisées situées en bordure de la zone axiale, et le développement du grain régional d'orientation nord-nord-ouest; (3) les failles coulissantes dextres apparues au Tertiaire précoce, et les failles normales et inverses associées, centrées sur le système de failles du Fraser et peut-être sur la faille de Harrison; (4) le soulèvement, survenu du Tertiaire moyen à l'Holocène, et accompagné en plusieurs endroits de failles normales.

Structures prétertiaires

Contrairement au sud du Domaine intermontagneux où les structures prédominantes datent du Tertiaire précoce, les principales structures du segment des Cascades situé dans le Domaine côtier remontent au Crétacé. Le segment proche de 49°N comporte une zone axiale métamorphique, formée de roches granitiques et de roches fortement métamorphisées (gneiss de Custer et de Skagit), bordée sur ses deux versants par des roches volcaniques et sédimentaires faiblement métamorphisées ou non métamorphisées, qui sont contenues dans les terranes de Methow et de Bridge River à l'est, et dans les terranes de Shuksan, de Chilliwack et de Harrison à l'ouest (fig. 17-15). La zone axiale se rétrécit et semble plonger au nord-nord-ouest au-dessous de roches moins fortement métamorphisées.

Versant est de la zone axiale métamorphique des Cascades

La plupart des structures du terrane de Methow ont un style assez simple, et comportent surtout des plis par flexion (glissement strate sur strate) de quelques kilomètres de longueur d'onde et déversés vers l'est, et des failles inverses complémentaires à pendage ouest (fig. 17-16). Dans l'État de Washington, les résultats des datations K/Ar faites sur des roches métamorphiques provenant de la zone axiale métamorphique des Cascades, soit 90-60 Ma, correspondent probablement à l'âge du soulèvement (McGroder et Mohrig, 1987). Dans la cuvette de Methow, dans l'État de Washington et en Colombie-Britannique, se sont déposés des sédiments clastiques grossiers provenant de la zone axiale métamorphique soulevée des Cascades, au cours de l'intervalle de l'Albien moyen au Cénomanien. Ces données indiquent que dans la cuvette de Methow, la déformation des strates s'est produite au Crétacé moyen-tardif. Près de la faille de Pasayten en Colombie-Britannique, les roches clastiques déposées entre l'Albien tardif et le Cénomanien ont localement été chevauchées vers l'est au-dessus de sédiments de l'Éocène moyen (Greig, 1988). La relation entre le chevauchement postérieur à l'Éocène moyen et la déformation survenue à l'Albien-Cénomanien est inconnue.

Le Domaine côtier est bordé à l'est par la faille de Pasayten (fig. 17-15). Il sépare les roches sédimentaires du Jurassique-Crétacé, principalement marines, du terrane de Methow à l'ouest, d'un terrane principalement granitique et gneissique qui contient des roches volcaniques continentales du Crétacé à l'est et constitue peut-être la marge continentale crétacée. Vue en surface, la faille de Pasayten est une faille normale dont le compartiment affaissé se trouve à l'ouest, et suivant laquelle des strates albiennes et plus anciennes du terrane de Methow situées à l'ouest jouxtent le Complexe plutonique de Mount Lytton situé à l'est. Selon Coates (1974), il y a peut-être eu un coulissage dextre de quelques dizaines de kilomètres. Le prolongement hypothétique de la faille de Pasayten au nord-ouest correspond à la faille de Hungry Valley, faille de chevauchement d'âge éocène probablement liée au mouvement survenu dans la zone de failles du Fraser (fig. 17-9; Mathews et Rouse, 1984; Monger, 1985).

La faille de Chuwanten située dans le terrane de Methow s'étend sur environ 120 km au nord de la frontière canado-américaine et semble se fondre avec les failles du système du Fraser au nord. Elle juxtapose des roches jurassiques situées à l'ouest avec des strates crétacées situées à l'est; Coates (1974) la représente comme une faille de chevauchement fortement inclinée, ou comme une faille inverse.

La faille de Hozameen qui établit une séparation entre le Groupe de Hozameen, situé dans le terrane de Bridge River à l'ouest, et le terrane de Methow, est une faille

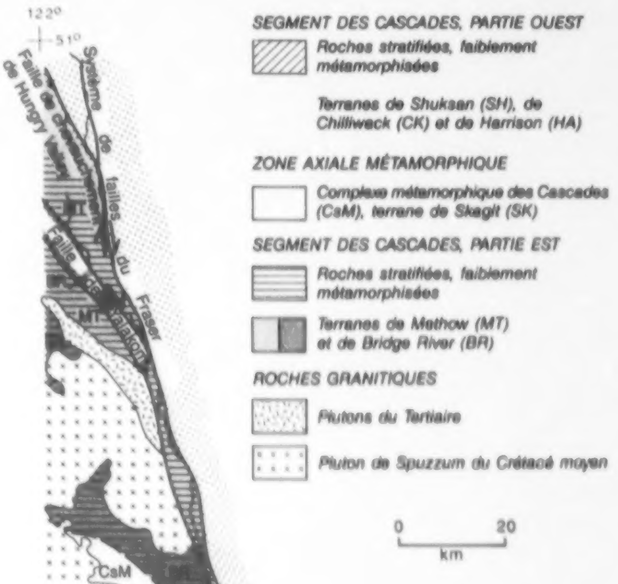


Figure 17-15. Principales structures de la partie sud du Domaine côtier dans le segment des Cascades.

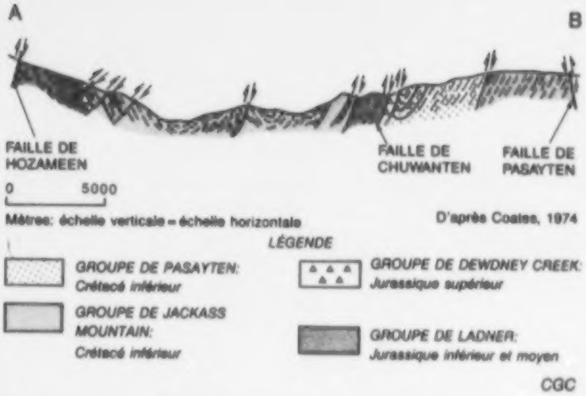


Figure 17-16. Coupe structurale du terrane de Methow. La position de la coupe est indiquée à la figure 17-15.

verticale dont le compartiment affaissé se trouve à l'est. Au sud, dans l'État de Washington, la faille de Hozameen se raccorde à la faille de chevauchement de Jack Mountain, à vergence est, et décrite par Misch (1966). Au nord-nord-ouest, elle se prolonge peut-être par la faille de Yalakom qui borde le terrane de Bridge River au nord-est. Selon Tipper (1969), il y aurait eu un rejet horizontal longitudinal, dextre, de 80-90 km le long de la faille de Yalakom, et Kleinspehn (1985) a suggéré un rejet horizontal longitudinal de 125 km en fonction du déplacement du Groupe de Jackass Mountain, du Crétacé inférieur.

Au sud-ouest de la faille de Yalakom, les structures du terrane de Bridge River montrent un sens de déplacement différent de ceux décrits par Coates (1974) à propos du terrane de Methow. Potter (1983) a décrit un synclinal couché à vergence sud-ouest, de 4 km d'amplitude, dans le Complexe de Bridge River. Dans la même région, à l'intérieur de roches clastiques du Crétacé inférieur imbriquées avec le Complexe de Bridge River (Monger et McMillan, 1984), Mustard (1983) a noté une structure couchée plus petite et d'orientation similaire recoupée par un pluton de l'Éocène, qui a été daté par la méthode U/Pb de 47 Ma.

De grandes étendues du Complexe de Bridge River (Potter, 1983), métamorphisées dans les faciès inférieurs au faciès des schistes verts, montrent une «formation fragmentée» et une fabrique structurale distinctives d'un mélange, du même type que celles observées dans la zone de mélange du terrane de Cache Creek. Un chert rubané contenant des interstrates argileuses est souvent décomposé en petits fragments parfois lenticulaires, qui s'ils sont nombreux donnent à la roche un apparence générale écailleuse. Un basalte, massif ou coussiné, est souvent recoupé par des zones de cisaillement, et les surfaces individuelles des coussins paraissent souvent polies. Des blocs de calcaire, de chert et de basalte sont contenus dans une matrice de chert et d'argilite et sont aplatis en un grand nombre d'endroits. De toute évidence, la fabrique structurale s'est superposée à une séquence contenant des olistolites. L'époque de la déformation est inconnue. Les roches les plus récentes que l'on connaisse dans le Complexe de Bridge River, situé surtout dans le Trias supérieur, datent du Jurassique précoce (probablement du Toarcien), mais R.A. Haugerud (communication personnelle, 1986) a signalé des fossiles de l'Aalénien (début du Jurassique moyen) dans le Groupe de Hozameen, corrélatif de ces roches. Selon Potter (1983), la déformation et le soulèvement du Complexe de Bridge River auraient précédé le dépôt du Groupe de Taylor Creek d'âge albien, et la déformation principale daterait probablement du Jurassique.

Un grès quartzeux et une argilite finement interstratifiés, d'âge inconnu, trouvés dans la partie supérieure de la vallée de la Chilliwack et provisoirement corrélés avec la Phyllade de Darrington, probablement d'âge jurassique, montrent le même style structural, c'est-à-dire des roches chaotiques et fragmentées.

Directement au nord-ouest du terrane de Bridge River, les roches du Groupe de Cadwallader ont subi deux phases de déformation (Rusmore, 1985, 1987). La première a formé des plis de direction générale nord-est, à surfaces axiales très inclinées, parallèles à de nombreuses failles fragiles fortement inclinées. La configuration cartographique d'ensemble suggère que la principale structure est un synclinal droit, plongeant légèrement. Les structures les plus récentes se composent de failles de chevauchement et de plis à vergence nord. Les plis sont ouverts à isoclinaux, droits à légèrement inclinés vers le sud-ouest, et plongent modérément vers le sud-est. L'âge des structures est mal connu, mais les plus récentes de ces structures pourraient être associées à des coulissages survenus du Crétacé tardif au Tertiaire précoce.

Zone axiale métamorphique des Cascades

La zone axiale métamorphique des Cascades est bordée à l'est par la faille de Ross Lake (fig. 17-15), et par une zone non dénommée d'environ 0,5 km de large dans laquelle des schistes à sillimanite et à kyanite sont juxtaposés à des roches du faciès des schistes verts inférieur dans la région du ruisseau Kwoiek au nord-ouest de Boston Bar (Misch, 1966; Hollister, 1969; Monger et McMillan, 1984). Selon les travaux de Haugerud (1985), près de 49°N, la faille de Ross Lake a été le centre d'un déplacement dextre survenu à l'Éocène. Le versant ouest de la zone axiale métamorphique, au sud du coude que présente le Fraser à Hope, est soit recoupé et bordé par le système de failles Fraser-Straight Creek, soit traversé par le batholite oligocène de Chilliwack. Au nord du Fraser, les roches métamorphiques sont bordées par la faille de Harrison (fig. 17-15) qui de toute évidence constitue une zone de cisaillement ductile dans des roches faiblement métamorphisées traversant les structures situées à l'est.

Dans la zone axiale métamorphique qui se trouve au nord du Fraser, la déformation est polyphasée, et inclut des plis isoclinaux anciens à flancs rompus et charnières isolées, et des plis ouverts tardifs, dans lesquels la kyanite et la sillimanite sont tardivement apparues pendant la déformation (Reamsbottom, 1974). La plupart des failles sont verticales ou fortement inclinées en surface, mais ont pu initialement être, comme l'a suggéré Lowes (1972), des failles de chevauchement à pendage est. L'âge de la déformation et du métamorphisme sont indiqués par l'association de ces roches avec le Pluton de Spuzzum, syntectonique à tarditectonique, probablement apparu à la fin du Crétacé précoce (Irving et al., 1985). Par endroits, le Pluton de

Spuzzum recoupe les failles de bordure, mais est ailleurs concordant ou lui-même localement recoupé par ces failles. Les datations faites sur le zircon provenant de la chaîne des Cascades dans l'État de Washington suggèrent que le principal épisode de métamorphisme s'échelonne du Crétacé moyen au Tertiaire initial, et laissent aussi supposer que certaines roches gneissiques sont beaucoup plus anciennes et remontent au Protérozoïque précoce (l'intersection inférieure avec la courbe Concordia se situe entre 60 et 90 Ma et l'intersection supérieure avec la même courbe est comprise entre 1 400 et 2 000 Ma; Mattinson, 1972).

Versant occidental de la zone axiale métamorphique des Cascades

Des failles de chevauchement à vergence ouest, présentes sur le versant occidental de la zone axiale métamorphique des Cascades, ont été reconnues par Crickmay (1930) et Misch (1966). Ce dernier a identifié trois principaux éléments structuraux séparés par de grandes failles de chevauchement inclinées vers l'est (fig. 17-15). D'ouest en est, ce sont : (1) des strates mésozoïques, séparées par la faille de chevauchement de Church Mountain (2) des roches du Paléozoïque supérieur, elles-mêmes séparées par la faille de chevauchement de Shuksan (3) des roches qui ont été métamorphisées à des pressions élevées et dont le protolite est probablement d'âge Jurassique. Les calcaires de la séquence du Paléozoïque supérieur mettent en relief de grands plis couchés à vergence nord-ouest, dont les axes ont une orientation et un plongement faible vers le nord-est. Les plis sont associés à des failles de chevauchement à vergence nord-ouest (Monger, 1970). Des plis isoclinaux mésoscopiques et un clivage parallèle ou subparallèle à la stratification sont associés à cette déformation. Les plis et chevauchements sont redéformés par des failles inverses de direction ouest-sud-ouest et par des plis associés, qui sont soit des plis en chevrons soit localement des plis conjugués, qui ont des axes de direction générale nord-ouest et présentent un clivage de crénulation. Jewett et Brown (1985) ont suggéré que la zone d'enracinement de la faille de chevauchement de Shuksan constitue un lacis de décrochements dextres fortement inclinés. Le prolongement du système de failles au nord du Fraser est sans doute la faille de Harrison (fig. 17-15), zone de cisaillement ductile de métamorphisme faible, et contenant des linéations d'étirement subhorizontales très prononcées, de direction générale nord-nord-ouest. À l'ouest se trouvent des strates mésozoïques non foliées à plis ouverts.

À l'ouest du lac Harrison, la discontinuité de Vedder (fig. 17-15) sépare les strates très déformées situées au sud, des strates moins déformées et des abondantes intrusions granitiques situées au nord. L'importance de cette discontinuité n'est pas connue, mais selon Davis et al. (1978), elle pourrait représenter la limite sud de la Wrangellie.

Près de 49°N, ont été observés des indices d'anciens épisodes de métamorphisme et (?) de déformation, dans l'amphibolite et le micaschiste du Complexe de Vedder et dans les tectonites mafiques et ultramafiques corrélées avec le Complexe de Yellow Aster. Le métamorphisme de l'amphibolite et du micaschiste du Complexe de Vedder date du Paléozoïque tardif (Armstrong et al., 1983), et celui du Complexe de Yellow Aster (au sud de 49°N) date du Silurien (Mattinson, 1972). Les indices actuels suggèrent que ces anciens épisodes de métamorphisme ne sont observés que dans des copeaux de faille dispersés.

Structures tertiaires

Système de failles du Fraser

Au Tertiaire précoce, la principale structure active était le système de failles du Fraser, qui était surtout un système de failles coulissantes dextres montrant un certain rejet selon le pendage. De direction générale nord, il recoupe à un angle aigu les strates crétacées qui sont plus anciennes; il en résulte un décalage des unités lithostratigraphiques et des structures anciennes, de sorte que le rejet peut être estimé avec un certain degré de confiance (fig. 17-15). Sur le côté ouest, les roches ont apparemment été déplacées de 80 à 100 km vers le nord comparativement aux roches qui se trouvent à l'est. Des structures probablement associées à l'une de ces failles sont visibles dans le Domaine intermontagneux et dans le Domaine côtier.

Des failles de chevauchement de direction générale nord-ouest, de petits plis dont les axes ont une direction générale nord-ouest, des failles normales de direction générale nord-est, et des décrochements possiblement synthétiques et de direction générale nord, sont associés au système de failles et sont particulèrement évidents près de Lilloet. Ces familles de structures concordent avec celles de l'ellipsoïde de déformation produit pour les failles coulissantes et décrit par Wilcox et al. (1973), et suggèrent l'existence d'une direction de compression maximale orientée approximativement à N30°E.

À l'échelle régionale, le système de failles du Fraser dans sa partie nord traverse apparemment le Domaine intermontagneux, et rejoint près de 57°N des failles associées au système de failles des sillons des Rocheuses du Nord et de Tintina (Gabrielse, 1985). Au sud, il sectionne la partie centrale du segment des Cascades qui fait partie du Domaine côtier, et pénètre dans l'État de Washington, où il est connu sous le nom de «faille de Straight Creek».

Versant occidental de la zone des Cascades

Miller et Misch (1963) ont décrit une discordance angulaire entre les roches du Paléocène et de l'Éocène de la Formation de Chuckanut et celles de l'Éocène plus tardif et plus jeunes de la Formation de Huntingdon sur le front occidental des Cascades, à quelques kilomètres au sud de Sumas à la frontière canado-américaine.

Marge orientale, partie sud du Domaine côtier

Sur la marge orientale du Domaine côtier, près de Lilloet, un étroit copeau (0-10 km de large, 80 km de long) composé de lithologies du faciès des schistes verts supérieur et du faciès de amphibolites inférieur (schistes siliceux, schistes pélitiques à biotite et grenat et un peu d'amphibolite et de marbre) et compartimenté par de nombreuses intrusions felsiques concordantes et discordantes (fig. 17-17), se situe au sein de roches métamorphiques disloquées de faciès

Figure 17-17. Filons-couches et dykes felsiques foliés injectés dans les équivalents métamorphisés du Complexe de Bridge River. Les intrusions felsiques sont contemporaines de la déformation ou postérieures à celle-ci et les datations radiométriques U/Pb indiquent qu'elles ont un âge d'environ 40 Ma. Vue dans une direction nord du canyon de Bridge River, à environ 20 km au nord-ouest de Lillooet. (Photo: G.J. Woodsworth). GSC 205369

inférieurs au faciès des schistes verts appartenant au Complexe de Bridge River. Ce copeau est séparé du complexe encaissant par des failles verticales de direction générale nord-ouest (fig. 17-15; Monger et McMillan, 1984). La composition des schistes suggère qu'ils proviennent des strates du terrane de Bridge River. Les intrusions felsiques concordantes présentent souvent une foliation mylonitique concordante avec la foliation des schistes encaissants et passant progressivement à celle-ci. La mise en place des intrusions s'est sans doute produite durant la déformation et le métamorphisme des schistes sous une pression de 4-5 kb (4-5 × 10^5 kPa) (Potter, 1983). Des datations U/Pb, qui ont indiqué des âges de 41 et 40 Ma, ont été faites sur des intrusions concordantes et discordantes. Parrish (1983) a daté de 27 à 37 Ma, par la méthode des traces de fission, des roches granitiques localement mylonitiques et appartenant à ce même copeau structural. Ces résultats indiquent que le copeau de roches métamorphiques s'est soulevé très rapidement, à la vitesse d'environ 1 km par million d'années, à l'Éocène terminal et à l'Oligocène initial.

PARTIE C. DOMAINE INTERMONTAGNEUX

H. Gabrielse, J.W.H. Monger, D.J. Tempelman-Kluit et G.J. Woodsworth

Résumé

Le Domaine intermontagneux comprend divers assemblages océaniques, d'arc insulaire, d'avant-fosse et de prisme de roches clastiques, tous caractérisés par un style structural distinctif. Les éléments les plus importants du style structural peuvent être associés: à la déformation survenue au Mésozoïque précoce, dans les prismes d'accrétion et dans les zones de subduction, comme le démontre l'examen des structures du terrane océanique de Cache Creek; au morcellement par failles pendant le volcanisme d'arc survenu au Mésozoïque précoce et à des époques plus récentes dans de nombreuses parties de la Stikinie; aux plissements produits par le soulèvement du Domaine côtier et du Domaine d'Omineca pendant l'intervalle du Mésozoïque tardif au Cénozoïque précoce, surtout visibles dans les bassins de Bowser et de Sustut (fig. 17-18); et finalement, à des régimes de déformation par failles coulissantes dextres pendant l'intervalle du Mésozoïque au Cénozoïque précoce, bien en évidence dans la partie sud du domaine.

Généralement, les structures ont une vergence est à l'opposé du Domaine côtier, et dans une étroite zone, une vergence ouest à l'opposé du Domaine d'Omineca. Excepté dans le terrane de Cache Creek, les roches plus anciennes que le Trias moyen sont plus fortement clivées et métamorphisées que les strates plus récentes. On ne sait pas dans quelle mesure ces détails traduisent la tectonique permo-triasique ou les diverses réponses à la tectonique ultérieure. D'après les indices relevés dans le nord du Domaine intermontagneux, il semble de plus en plus probable que des surfaces de décollement d'envergure régionale existent au-dessous des roches mésozoïques.

La principale déformation du Domaine intermontagneux s'est superposée aux structures prétriasiques, et a eu lieu pendant la juxtaposition de la Stikinie, de la Quesnellie et du terrane de Cache Creek au cours du Jurassique moyen et du Jurassique tardif. Les collisions ont engendré les plis dominants à vergence sud-ouest et les failles de chevauchement à vergence sud-ouest le long de l'arche de Stikine et au nord de celle-ci (fig. 17-18). Quelques coulissages dextres ont peut-être accompagné la déformation en régime compressif.

On considère que dans l'ensemble du Domaine intermontagneux, la déformation des roches du terrane de Cache Creek, qui a généré les mélanges et les schistes bleus, est le résultat de la subduction d'un prisme d'accrétion vers l'est au Trias tardif. Au Yukon et dans l'extrême nord de la Colombie-Britannique, le degré de déformation et de dérangement des unités stratigraphiques augmente vers le sud-est jusqu'à l'est du lac Dease, où les unités lithologiques sont chaotiques. Deux phases de déformation ont été reconnues dans cette région et dans la région du lac Pinchi. Dans le sud de la Colombie-Britannique, le mélange du Groupe de Cache Creek, les failles affectant le Groupe de Nicola et le batholite de Guichon Creek, et la fabrique métamorphique caractérisant le nord du Complexe plutonique de Mount Lytton, sont sans doute apparus avant l'accrétion de ces unités lithostratigraphiques à la

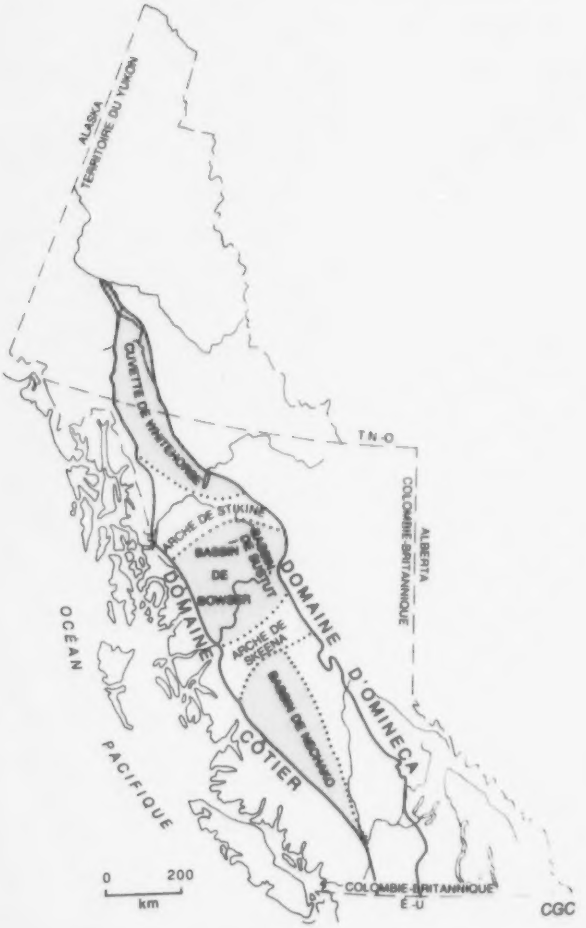


Figure 17-18. Principales entités tectoniques du Domaine intermontagneux.

marge continentale. La partie nord, de caractère énigmatique, du Complexe plutonique de Mount Lytton correspond peut-être aux racines de l'arc magmatique qui s'est constitué au Mésozoïque précoce à partir des portions profondes du prisme d'accrétion et des portions de l'arc qui à cette époque ont été subductées et accrétées au-dessous de la Quesnellie.

Le charriage de la Quesnellie vers le nord-est au-dessus du protocontinent nord-américain a peut-être été contemporain de la déformation du terrane de Cache Creek. Là où prédominent les roches volcaniques compétentes de la Quesnellie, les plis sont généralement ouverts et le clivage n'apparaît pas nettement. Il n'existe de foliation prononcée que près des failles de chevauchement. Sur le côté oriental du sud du Domaine intermontagneux, des structures à vergence ouest appartenant au Groupe de Harper Ranch et au faciès sédimentaire oriental du Groupe de Nicola, qui probablement s'échelonnent de la fin du Jurassique précoce au Jurassique moyen, sont probablement congruentes avec des structures du Domaine d'Omineca.

Dans le nord de la Stikinie, la déformation survenue pendant l'intervalle du Permien tardif au Trias précoce a engendré des plis serrés de direction générale nord accompagnés d'une foliation prononcée. Des plis et failles de chevauchement, de direction générale sud-est, apparus pendant le Jurassique moyen et le Jurassique tardif, se superposent à ces structures.

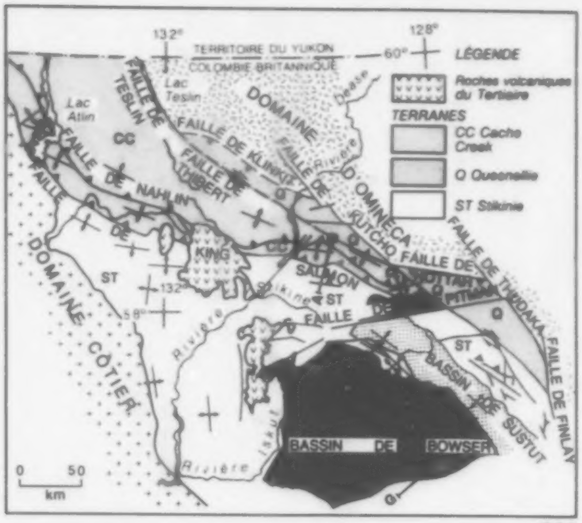
Une érosion antérieure à l'Hauterivien de grande envergure témoigne d'un épisode de soulèvement au cours du Crétacé précoce. Dans les bassins de Bowser et de Sustut, des chevauchements à vergence est et associés au soulèvement du Domaine côtier ont eu lieu pendant le Crétacé tardif et le Cénozoïque précoce. Un chevauchement vers l'ouest, associé au soulèvement du Domaine d'Omineca, date approximativement de la même époque. L'important raccourcissement des assemblages mésozoïques dans les bassins de Bowser et de Sustut, du sud de l'arche de Skeena (fig. 17-18) jusqu'à l'arche de Stikine, s'est produit au-dessus de surfaces de décollement dont la «patrie» se trouvait probablement sur la marge orientale du Domaine côtier. Dans l'arche de Skeena, les blocs faillés sont peut-être en partie dérivés du milieu d'arc insulaire existant au Jurassique précoce, et formés par le soulèvement survenu au Jurassique moyen. Ils ont été réactivés pendant l'intervalle du Crétacé au Cénozoïque inclusivement. Au sud de l'arche de Skeena, les zones de cisaillement ductile situées dans l'extrémité est du Domaine côtier sont étroitement associées à des failles de chevauchement fragiles à vergence est, et situées dans l'ouest du Domaine intermontagneux.

Un régime de déformation régionale caractérisé par des failles coulissantes dextres semble avoir joué un rôle important du point de vue de l'évolution des structures du Cénozoïque précoce, dans le sud du Domaine intermontagneux et dans les structures mésozoïques situées au nord. Ces structures ont été associées à des faillles transformantes dextres et à un régime extensif régional.

Terrane de Cache Creek et assemblages de recouvrement.

Nord du Domaine intermontagneux

La faille de King Salmon, à pendage nord, située dans le nord de la Colombie-Britannique, constitue une séparation entre d'une part les assemblages de Stuhini et de Takwahoni (Mésozoïque inférieur) de la Stikinie, dont les roches montrent un clivage indistinct au sud et au sud-ouest, et d'autre part des roches affectées par un clivage pénétratif appartenant aux assemblages de Cache Creek et de Kutcho (Paléozoïque supérieur et Mésozoïque) du terrane de Cache Creek, de même qu'à l'Assemblage d'Inklin sus-jacent, dans la partie nord (fig. 17-19, 17-20). La partie est du terrane de Cache Creek présente une asymétrie structurale distinctive mise en évidence par des failles de chevauchement à vergence sud-sud-ouest et par un clivage d'inclinaison nord-nord-est. L'intensité de la déformation augmente progressivement d'ouest en est, et à l'est du lac Dease le démembrement des unités lithologiques a engendré un mélange d'étendue régionale. Souvent, dans les roches sédimentaires bien stratifiées du Jurassique inférieur, les plis sont ouverts et ont une longueur d'onde et une amplitude allant de plusieurs centaines de mètres à un kilomètre. Toutefois, près de la faille de



CGC

Figure 17-19. Structures du Domaine intermontagneux, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, et position des coupes structurales de la figure 17-20.

King Salmon, apparaissent des plis serrés, localement isoclinaux et déversés vers le sud (Pearson et Panteleyev, 1975). Au toit de la faille de King Salmon, le calcaire est fortement bréchifié et dans le conglomérat, la déformation des clastes de porphyre feldspathique par aplatissement dans le plan de clivage a produit une linéation d'étirement (allongement des clastes) suivant le pendage. Bien que d'importantes structures, sans doute plus anciennes, aient une direction générale ouest-nord-ouest, il existe localement des plis de direction générale nord.

Près du lac Atlin, la faille de King Salmon correspond à une zone de failles fortement inclinées. Sa direction nord-ouest et son fort pendage suggèrent l'existence d'une composante de décrochement dextre, qui concorde avec le raccourcissement nord-nord-est observé dans le prolongement de la faille plus au sud-est, prolongement dont la direction se rapproche de l'est.

Au Yukon, apparaissent des plis à vergence ouest dans les assemblages de recouvrement mésozoïques du terrane de Cache Creek au toit d'une faille de chevauchement à vergence ouest, qui prolonge probablement la faille de King Salmon. On observe une modification notable du style structural du Domaine intermontagneux immédiatement au nord de la frontière de la Colombie-Britannique et du Yukon (fig. 17-19, 17-21), où le terrane de Cache Creek est recouvert par des assemblages mésozoïques de la cuvette de Whitehorse (fig. 17-18). Les failles verticales de direction générale nord, dont les plus importantes ont pu engendrer des décrochements, et les plis ouverts et droits de direction générale nord-ouest sont des structures typiques (fig. 17-21). Près de Whitehorse et à l'ouest du lac Marsh, les plis sont légèrement asymétriques et présentent des surfaces axiales de pendage nord-est, ou sont localement déversés vers le sud-ouest. Au sud-ouest du lac Marsh, des plis de direction générale sud-ouest sont parallèles à une faille qui sépare les strates du terrane de Cache Creek de celles de la cuvette de Whitehorse. Généralement, les séquences stratigraphiques constituées de conglomérat ou de grauwacke n'ont pas de clivage bien défini et présentent des plis ouverts, tandis que les séquences contenant des volumes considérables de shale et de turbidite montrent un clivage ardoisier et des plis serrés. Des failles fortement inclinées, peut-être associées à des décrochements, découpent les strates mésozoïques en de nombreux blocs dont la plupart sont allongés dans une direction nord-ouest.

Les roches mésozoïques de l'assemblage de recouvrement d'Inklin, situé dans la cuvette de Whitehorse, sont interdigitées, dans leur prolongement sud-est, avec les strates sous-jacentes de l'Assemblage de Cache Creek (fig. 17-21). Les contacts entre les deux assemblages sont princi-palement discordants. Dans le terrane de Cache Creek, la juxtaposition de synclinaux dans les strates mésozoïques au-dessus d'anticlinaux suggère la présence d'une surface régionale de décollement. Cette surface de décollement présente peut-être une continuité avec des roches mylonitiques situées dans l'extrémité nord de la cuvette de Whitehorse.

La faille de Nahlin (fig. 17-19) juxtapose principalement des roches océaniques du Paléozoïque supérieur du terrane de Cache Creek au nord, avec des roches principalement apparentées à un arc insulaire du Mésozoïque au sud. Elle est fortement inclinée là où sa trace est orientée vers le nord-ouest, et inclinée vers le nord là où sa trace est orientée dans le sens est-ouest, ce qui pourrait indiquer qu'elle possède des composantes de coulissage dextre et de raccourcissement liées à une contrainte principale nord-sud. Au nord de la faille de Nahlin, les strates sont souvent discontinues et présentent une compétence très variable, créant ainsi un style structural hétérogène. Le chert et l'argilite forment des plis serrés d'amplitude comprise entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres. Quelques formations de roches volcaniques et de calcaires au nord-ouest de la région soulignent cependant des plis à vergence sud-ouest qui peuvent être suivis sur plusieurs kilomètres (Monger, 1968). Dans le nord-est de la région, les plis sont surtout droits ou présentent des surfaces axiales fortement inclinées vers le sud-ouest; de grands plis couchés sont localement présents. Dans le sud-est de la région, de nombreux contacts entre des roches de lithologie différente correspondent à des failles. Des plis anciens, serrés à isoclinaux, d'orientation approximative nord-sud, sont associés à une foliation pénétrative presque parallèle à la stratification. Ces structures ont été replissées par des plissements régionaux ultérieurs de direction générale ouest-nord-ouest. La présence de cristaux de crossite dans le plan de la foliation ancienne indique que la déformation a eu lieu à des pressions relativement élevées. La foliation pénétrative ultérieure et les plis connexes sont pratiquement parallèles à la faille de King Salmon et datent probablement du Jurassique moyen à tardif. Le soulèvement du terrane de Cache Creek, sans doute contemporain de structures à vergence sud, a été la principale source des sédiments du Jurassique moyen-supérieur dans le bassin de Bowser.

Les roches du terrane de Cache Creek ont sans doute subi un certain degré de déformation avant leur chevauchement vers le sud-ouest le long des failles de Nahlin et de King Salmon pendant le Jurassique moyen. Près du lac Atlin, des plis et failles de direction générale nord-ouest comprennent probablement les plis et failles

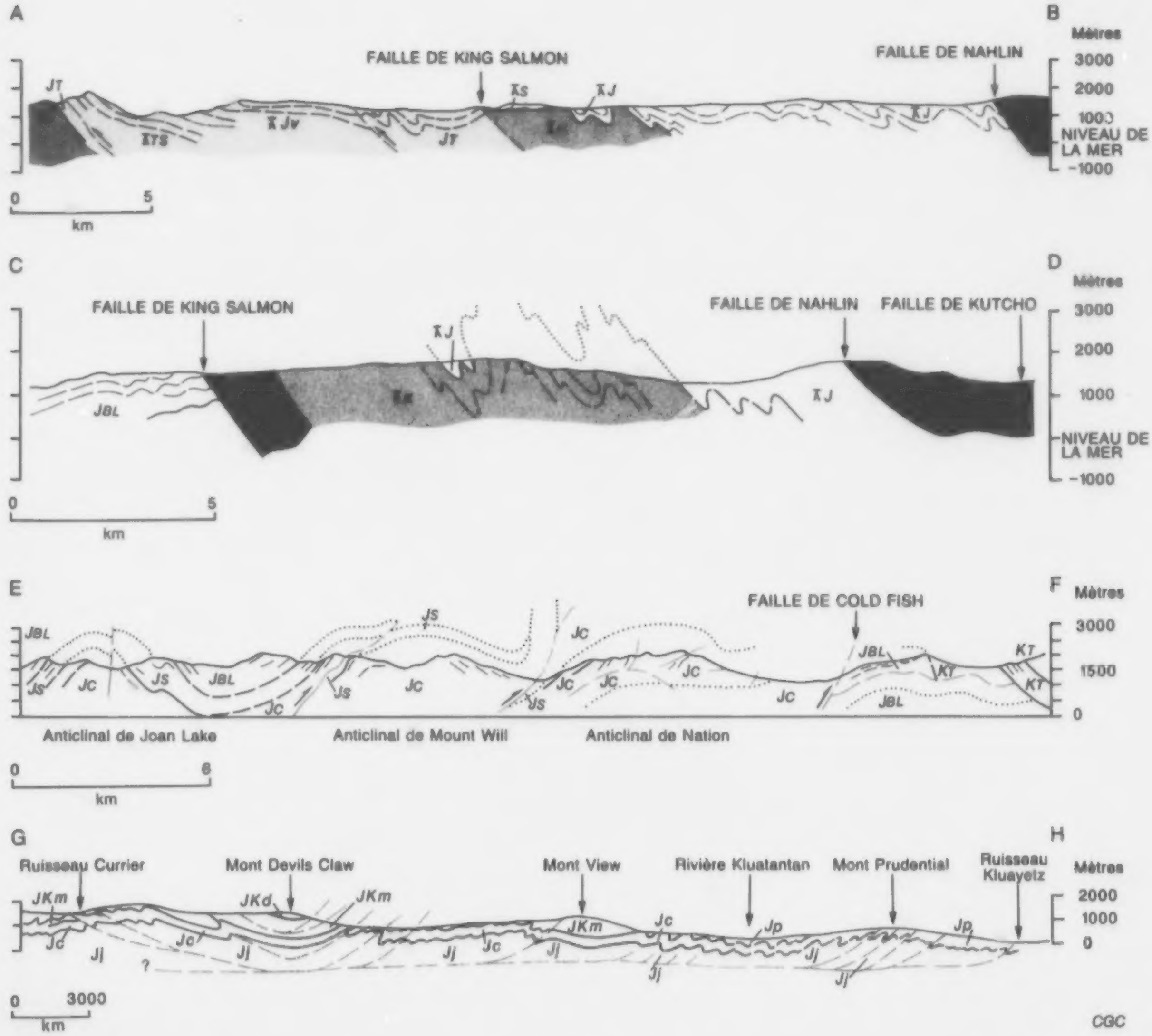


Figure 17-20. Coupes structurales de portions du Domaine intermontagneux dans le nord de la Colombie-Britannique (la position des coupes est indiquée à la figure 17-19). Coupes A-B et C-D; Groupe de Cache Creek-MTC, Formation de Kutcho-TK, Formation de Sinwa-Ts, formations de Sinwa et Inklin-TJ, Formation de Takwahoni-JT, roches volcaniques du Trias ou du Jurassique-TJv, Groupe de Stuhini-TTS, Pluton de Cake Hill-IT, Groupe de Bowser Lake-JBL (d'après Thorstad et Gabrielse, 1986). Coupe E-F; roches volcaniques du Jurassique inférieur-JC, Groupe de Spatsizi-JS, Groupe de Bowser Lake-JBL, formations de Tango Creek et de Brothers Peak-KT (d'après Evenchick, 1986). Coupe G-H; unités informelles du Groupe de Bowser Lake, Jackson-Jj, Currier-Jc, McEvoy-JKm, Devils Claw-JKd, Prudential-Jp (d'après Bustin et Moffat, 1983).

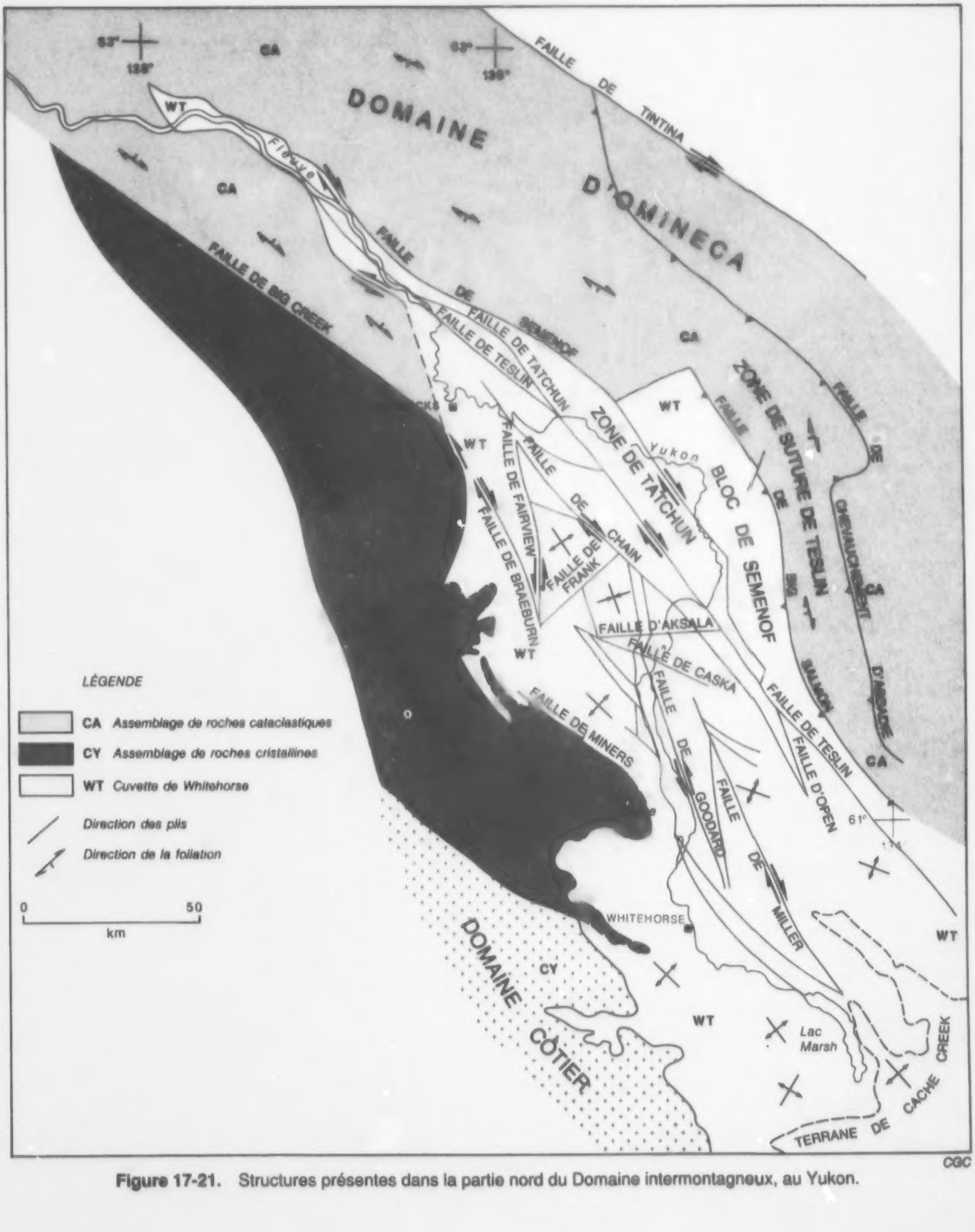


Figure 17-21. Structures présentes dans la partie nord du Domaine intermontagneux, au Yukon.

formés pendant le soulèvement, qui dans le Domaine côtier a accompagné le dépôt des roches du Jurassique inférieur, et pendant le soulèvement ultérieur jusqu'au Cénozoïque.

Centre du Domaine intermontagneux

Dans la région du lac Pinchi, la faille de Vital (fig. 17-22) est une faille de chevauchement à vergence ouest qui représente peut-être le prolongement décalé de la faille de Nahlin dans le centre nord de la Colombie-Britannique (Gabrielse, 1985). Entre les failles de Vital et de Pinchi et plus au sud, le Groupe de Cache Creek est caractérisé par des anticlinaux couchés du Trias tardif (?), de direction générale est, avec une foliation axiale qui a été ultérieurement déformée par des plis par flexion (glissement strate sur strate) dont les surfaces axiales sont inclinées vers l'ouest (Paterson, 1977). La faille de Pinchi constitue la limite est du terrane de Cache Creek et a peut-être été le lieu d'une phase ancienne de formation de failles et plis en régime compressif, et de décrochements dextres ultérieurs. La zone de failles contient des blocs allongés délimités par des failles, caractérisés par une lithologie et un degré métamorphique contrastés, composés en particulier de roches ultramafiques et de roches métavolcaniques et métasédimentaires à lawsonite-glaucophane et aragonite. Un métamorphisme de haute pression et basse température a eu lieu au Trias tardif, sans doute dans une zone de subduction. Selon Paterson (1977), la faille de Pinchi aurait initialement été une faille transformante associée à une zone de subduction locale de direction générale nord-est.

Sud du domaine intermontagneux

Dans la région de Cache Creek (fig. 17-23A), les roches du terrane de Cache Creek et de la Quesnellie (Groupe de Nicola) sont structuralement imbriquées et chevauchent vers l'est la Formation d'Ashcroft, du Jurassique inférieur et moyen (fig. 17-23B). Dans la Formation d'Ashcroft, le faciès de shale «extracôtier» est intensément déformé par des plis asymétriques déversés vers l'est, qui localement possèdent un clivage ardoisier bien développé. La déformation a probablement eu lieu bien avant la lithification des sédiments, au cours du Jurassique tardif (Travers, 1978, 1982). L'est du Groupe de Cache Creek se compose d'un mélange ophiolitique à clastes polygéniques inclus dans une matrice fortement contournée, localement de composition phyllitique, et recoupée par de nombreuses zones de cisaillement. La matrice enveloppe les clastes, dont un grand nombre ont des surfaces de miroir de faille contenant des stries de friction. Certains clastes sont aplatis et de forme lenticulaire. La fabrique structurale du mélange semble surimposée à une fabrique sédimentaire préexistante, de type olistostrome, et non entièrement produite par le diastrophisme. L'âge de la déformation n'est pas connu; cette déformation était peut-être liée à la subduction survenue au cours du Permien et du Trias. La fabrique du mélange rappelle nettement celle de nombreuses parties du Complexe Franciscain en Californie, et a pu également se former dans un prisme d'accrétion.

Quesnellie

Nord du Domaine intermontagneux

Au Yukon, la zone de Tatchun, à l'est de la faille de Teslin, est placée dans la Quesnellie (fig. 17-21; Tempelman-Kluit, sous presse-b). La zone de Tatchun contient surtout des séquences volcaniques massives; on sait peu de chose de sa structure détaillée. Elle est bordée par deux importantes failles coulissantess dextres, la faille de Teslin au sud-ouest et la faille de Semenof au nord-est. Dans la partie sud-est de la faille de Semenof, des segments de direction générale nord sont associés à des bassins locaux contenant la Formation de Tantalus du Crétacé inférieur(?). Dans cette région, les bassins de Tantalus sont considérés comme étant des structures de pull-apart associées à une transtension reliée à des inflexions le long de la faille coulissante de Semenof.

Dans le centre nord de la Colombie-Britannique, la Quesnellie se trouve en contact avec le terranes de Cache Creek et avec la Stikinie le long des failles de Thibert, de Kutcho et de Finlay (fig. 17-19) lesquelles séparent ces terranes par des décrochements dextres importants (Gabrielse et Dodds, 1982). La faille de Thibert est une zone de failles bien visible, indiquée par des roches ultramafiques carbonatisées et cisaillées et par de vastes zones de boue de faille. Elle est associée à la faille de Kutcho qui contient également des roches ultramafiques cisaillées et carbonatisées et des zones de mylonite, dans les endroits où elle recoupe des roches granitiques. Le rejet horizontal longitudinal de l'ensemble des failles coulissantes semble être de l'ordre de 200 km (Gabrielse, 1985). La faille de Kutcho recoupe des granites du Crétacé moyen, tandis que la faille de Thibert, qui prolonge la faille de Teslin au nord-ouest, est traversée par un pluton granitique daté du Crétacé tardif. Le long de la faille de Finlay, les roches sont recoupées par de nombreuses zones de cisaillement de direction générale nord qui juxtaposent localement des copeaux de roches volcaniques à des copeaux de roches plutoniques. Dans la partie sud de la faille, ont eu lieu des mouvements avant le Crétacé moyen (?), au cours du Crétacé moyen et au cours du Cénozoïque précoce. Dans la Quesnellie, les marges orientales des assemblages lithologiques sont fortement cisaillées et semblent avoir partout chevauché le protocontinent nord-américain.

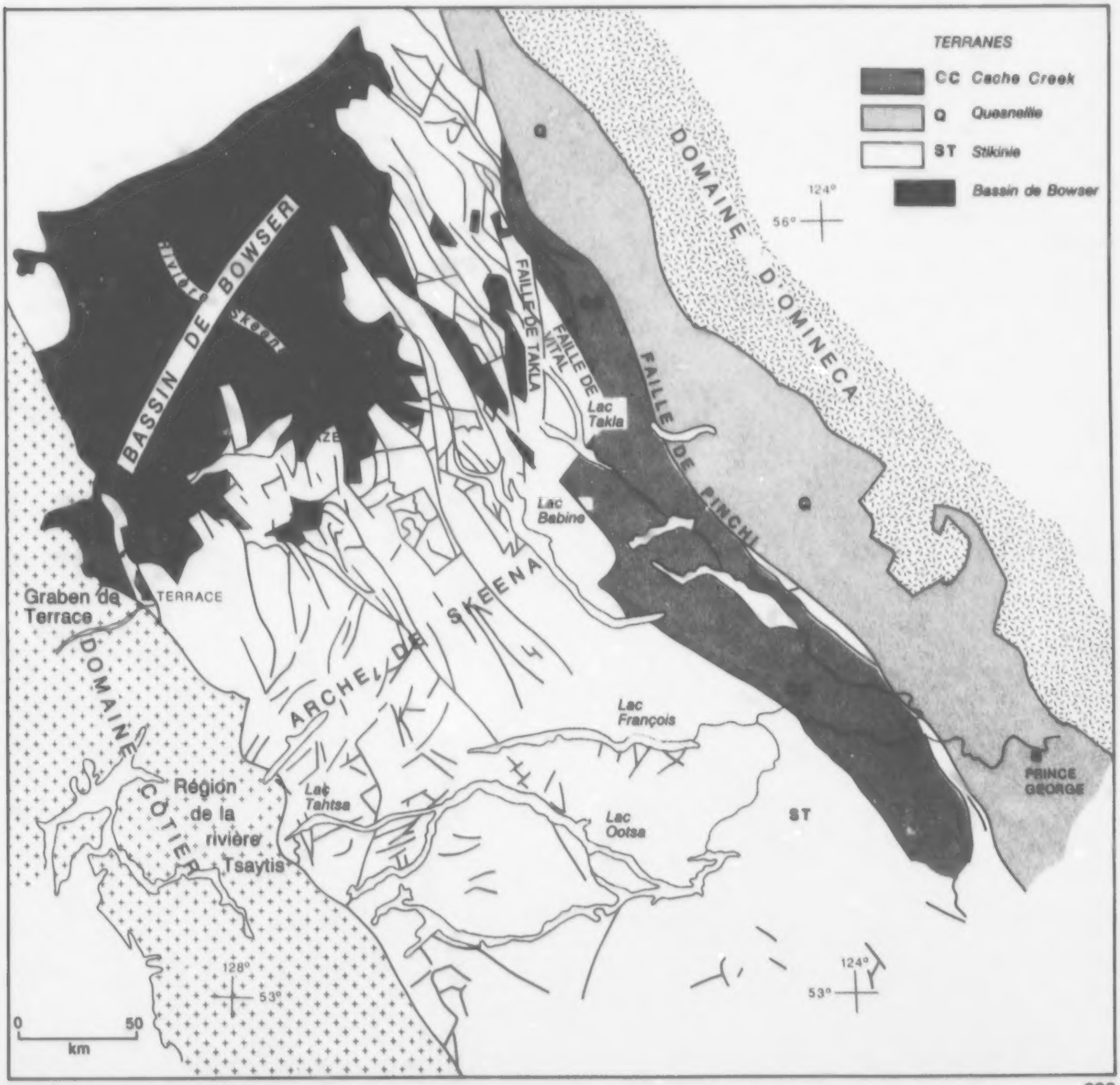
Centre du Domaine intermontagneux

Entre la faille de Pinchi et la limite orientale du Domaine intermontagneux, la distribution des roches métamorphiques du Protérozoïque supérieur (?) et celle des roches avoisinantes, du Paléozoïque supérieur et du Trias, suggèrent la présence de blocs faillés de direction générale nord-ouest et nord-est, ou peut-être la présence de failles de distension qui ont facilité le processus de dénudation tectonique.

La marge orientale du centre du Domaine intermontagneux est sans doute marquée par une faille de chevauchement à vergence est, qui a placé les roches mésozoïques de la Quesnellie au-dessus des strates du Paléozoïque supérieur appartenant au terrane de Slide Mountain (voir chaîne Cariboo dans la partie D du présent chapitre).

Sud du Domaine intermontagneux

Dans le sud de la Quesnellie, Preto (1977) a noté la coïncidence des intrusions et des variations lithologiques observées dans les roches volcaniques du Groupe de Nicola (Trias supérieur), avec les systèmes de failles de Summers Creek-Quilchena et d'Allison orientés nord-sud (fig. 17-24), et a suggéré que la distribution du volcanisme du Groupe de Nicola avait été régie par des fractures crustales. Si tel est le cas, les systèmes de failles ont été réactivés au Tertiaire, puisqu'ils décalent des strates du Crétacé et du Tertiaire précoce, et qu'il est difficile de séparer la déformation survenue au Tertiaire des événements structuraux plus anciens. Hollister et al. (1975) et McMillan (1976) ont conclu que la faille de Lornex et la faille de Highland Valley (fig. 17-24) et des familles de failles parallèles ont joué un rôle important du point de vue de la localisation des minéralisations au cours du Mésozoïque précoce, et ont été actifs pendant les étapes tardives de refroidissement du Batholite de Guichon creek, au cours du Jurassique précoce.



CGC

Figure 17-22. Failles le long et à proximité de l'arche de Skeena et directions structurales générales dans le sud du bassin de Bowser.

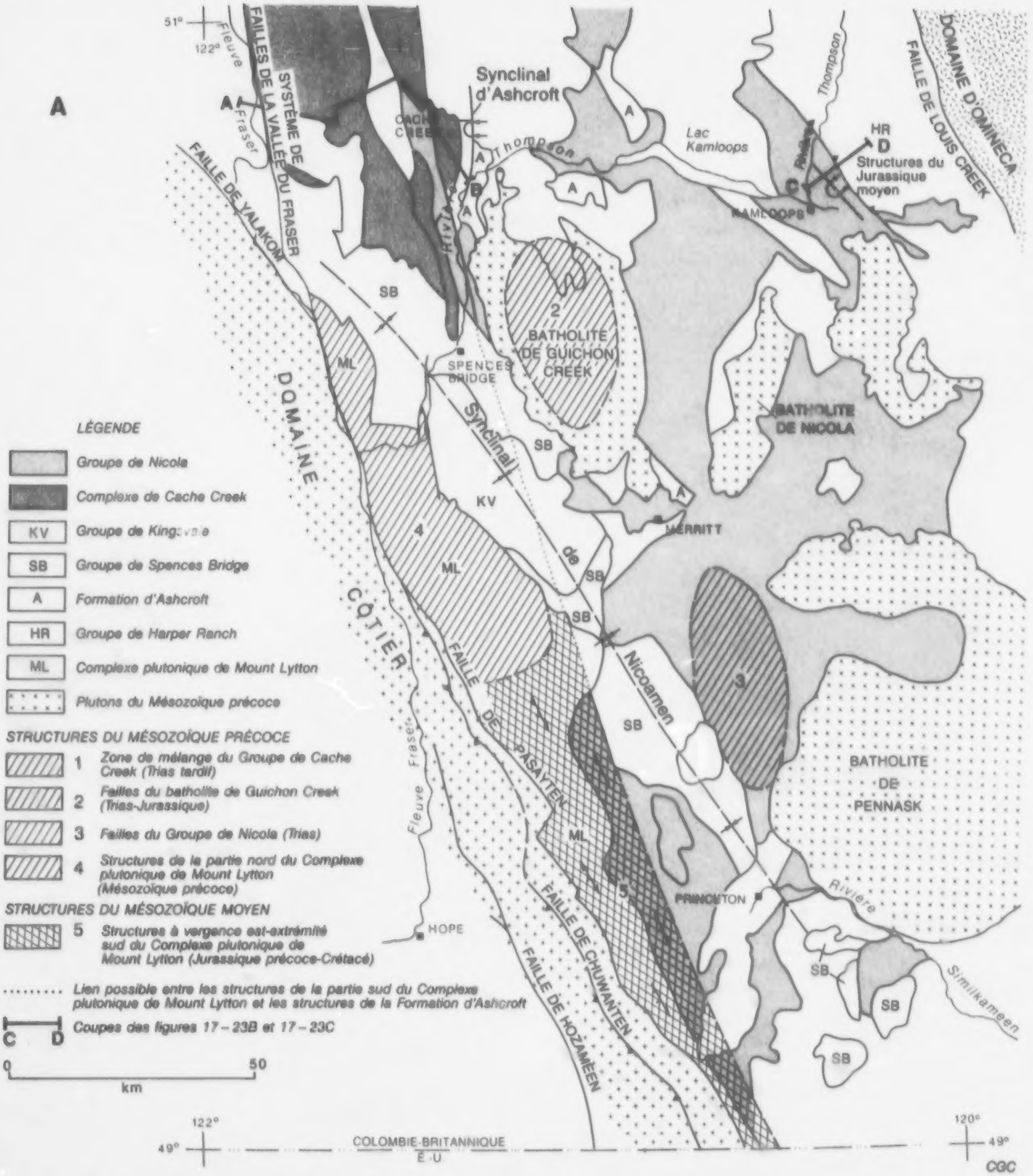
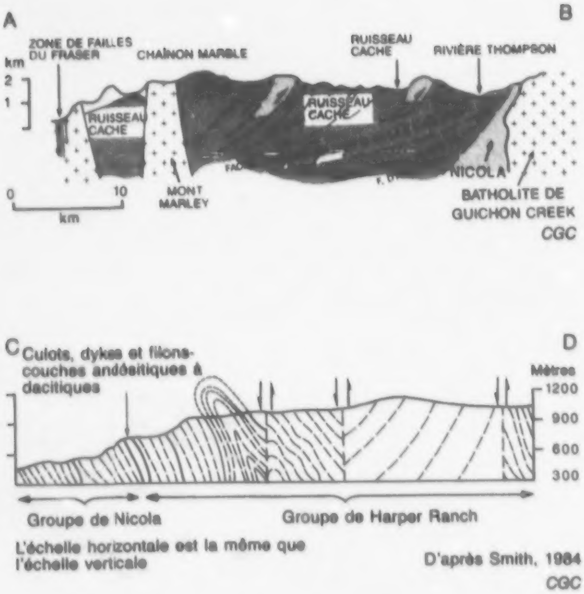


Figure17-23A. Structures mésozoïques présentes dans la partie sud du Domaine intermontagneux et position des coupes structurales.
B. Coupe structurale du Groupe de Cache Creek (la position de la coupe est indiquée à la figure 17-23A); d'après Travers (1982).
C. Coupe illustrant le style structural observé au nord-est de Kamloops. La position de la coupe est indiquée à la figure 17-23A.



Le schiste et le gneiss quartzo-feldspathiques, mylonitiques, contenant localement des bandes d'amphibolite en plis serrés, une diorite et une granodiorite foliées et des intrusions discordantes de roches allant des gabbros aux granodiorites, constituent le nord du Complexe de Mount Lytton (fig. 17-23A; Brown, 1981; Monger et McMillan, 1984). Les foliations ont une orientation variable, mais sont le plus souvent de direction nord-ouest et à pendage nord-est. Il semble que la déformation et le métamorphisme du nord du Complexe de Mount Lytton datent du Mésozoïque précoce d'après les datations U/Pb sur zircon des roches métamorphiques (218-230 Ma) et d'après les datations K/Ar d'un pluton recoupant ces roches (186 Ma) (P. van der Heyden et R.R. Parrish, communication personnelle, 1985).

Des structures à vergence est du Groupe de Cache Creek, du Groupe de Nicola, de la Formation d'Ashcroft et de la partie sud du Complexe plutonique de Mount Lytton, datent sans doute du Jurassique tardif et du Crétacé initial (fig. 17-23A, B). L'extrémité sud du Complexe plutonique de Mount Lytton, connue sous le nom de Granodiorite d'Eagle (Rice, 1947; Anderson, 1974), comprend une granodiorite, un gneiss granodioritique à hornblende, ou une migmatite, et localement une monzonite quartzique de caractère pegmatitique. Sur son côté oriental, ce complexe passe à un schiste à hornblende et à biotite, à un schiste à biotite et à un peu de marbre; il est parfois interdigité avec les schistes, et les recoupe parfois aussi; la foliation des schistes et du marbre, qui accuse une direction constante nord-nord-ouest et un pendage prononcé vers l'ouest, est généralement concordante avec le rubanement des roches gneissiques. Vers l'est, le degré de métamorphisme des schistes diminue, la foliation prend une orientation moins uniforme, et entre 5 et 10 km à l'est du contact avec la Granodiorite d'Eagle, les roches foliées passent progressivement aux roches du Groupe de Nicola, peu foliées ou non foliées, métamorphisées à un degré inférieur au faciès des schistes verts. Il semble qu'il y ait un lien entre la formation des schistes et celle des gneiss granodioritiques. Un âge U/Pb de 137 Ma, obtenu par P. van der Heyden (communication personnelle, 1986) sur la migmatite de la Granodiorite d'Eagle, suggère que la fabrique observée date du Crétacé initial.

La relation entre l'extrémité sud du Complexe plutonique de Mount Lytton caractérisée par une fabrique uniformément orientée, et l'extrémité nord visiblement plus ancienne est inconnue, parce que la limite entre les deux est obscurcie par d'importantes intrusions granitiques. Les structures formées dans l'extrémité sud ne semblent pas avoir eu d'influence sur les groupes de Spences Bridge et de Kingsvale, situés dans la partie supérieure du Crétacé inférieur, qui se trouvent placés à angle aigu par rapport à la direction générale de la partie sud du domaine (fig. 17-23A). Toutefois, elles suivent l'orientation des structures à vergence est, qui ont affecté les strates des groupes de Cache Creek, de Nicola et de la Formation d'Ashcroft, notées plus haut, et se sont déplacées dans le même sens. Non loin à l'ouest, de l'autre côté de la faille de Pasayten, se trouvent dans le terrane de Methow des roches sédimentaires du Jurassique et du Crétacé qui visiblement n'ont pas été déformées pendant cet intervalle de temps.

Les groupes de Spences Bridge et de Kingsvale sont des assemblages de recouvrement de la Quesnellie, et se composent de roches volcaniques continentales situées dans le synclinal ouvert de Nicoamen, de direction générale nord-nord-ouest (fig. 17-23A). Les relations stratigraphiques observées dans le synclinal suggèrent qu'il s'est formé pendant le dépôt de ces unités à la toute fin du Crétacé précoce, en même temps que se soulevait le Complexe de Mount Lytton. Apparemment, ce complexe a subi un soulèvement pendant l'extrusion des roches volcaniques.

Du côté est du Domaine intermontagneux, les roches du Groupe de Harper Ranch du Paléozoïque supérieur, qui ont été métamorphisées à un degré inférieur au faciès des schistes verts, et les roches du faciès sédimentaire oriental du Groupe de Nicola, sont déformées par des plis d'orientation nord-nord-ouest, déversés vers le sud-ouest, et par des failles apparemment congruentes et parallèles aux couches (fig. 17-23A, C; Smith, 1974). Au nord-est, les roches montrent une foliation pénétrative prononcée et ont été fortement métamorphisées au faciès des schistes verts supérieur, près de la faille de Louis Creek. On observe le même degré de métamorphisme dans des roches de lithologie similaire situées de l'autre côté de la faille; la faille de Louis Creek marque la limite entre le Domaine intermontagneux et le Domaine d'Omineca.

L'âge de la déformation n'est pas connu, mais elle semble être congruente, du point de vue de son style et dans sa continuité métamorphique, avec des structures synmétamorphiques à vergence ouest caractérisant des roches métamorphiques du faciès des schistes verts, du côté ouest du Domaine d'Omineca dans la région de Shuswap (Brown et Read, 1983). Au nord-est, dans le plateau d'Adams, il s'agit probablement de plis et failles tardifs, synmétamorphiques ou postmétamorphiques (Schiarizza et Preto, 1984). Ces structures datent du Jurassique moyen (171-164 Ma) (Brown et Read, 1983) et se sont sans doute formées après l'accrétion du superterrane intermontagneux à l'ancienne marge occidentale de l'Amérique du Nord (Fig. 17-25; Monger et al., 1982).

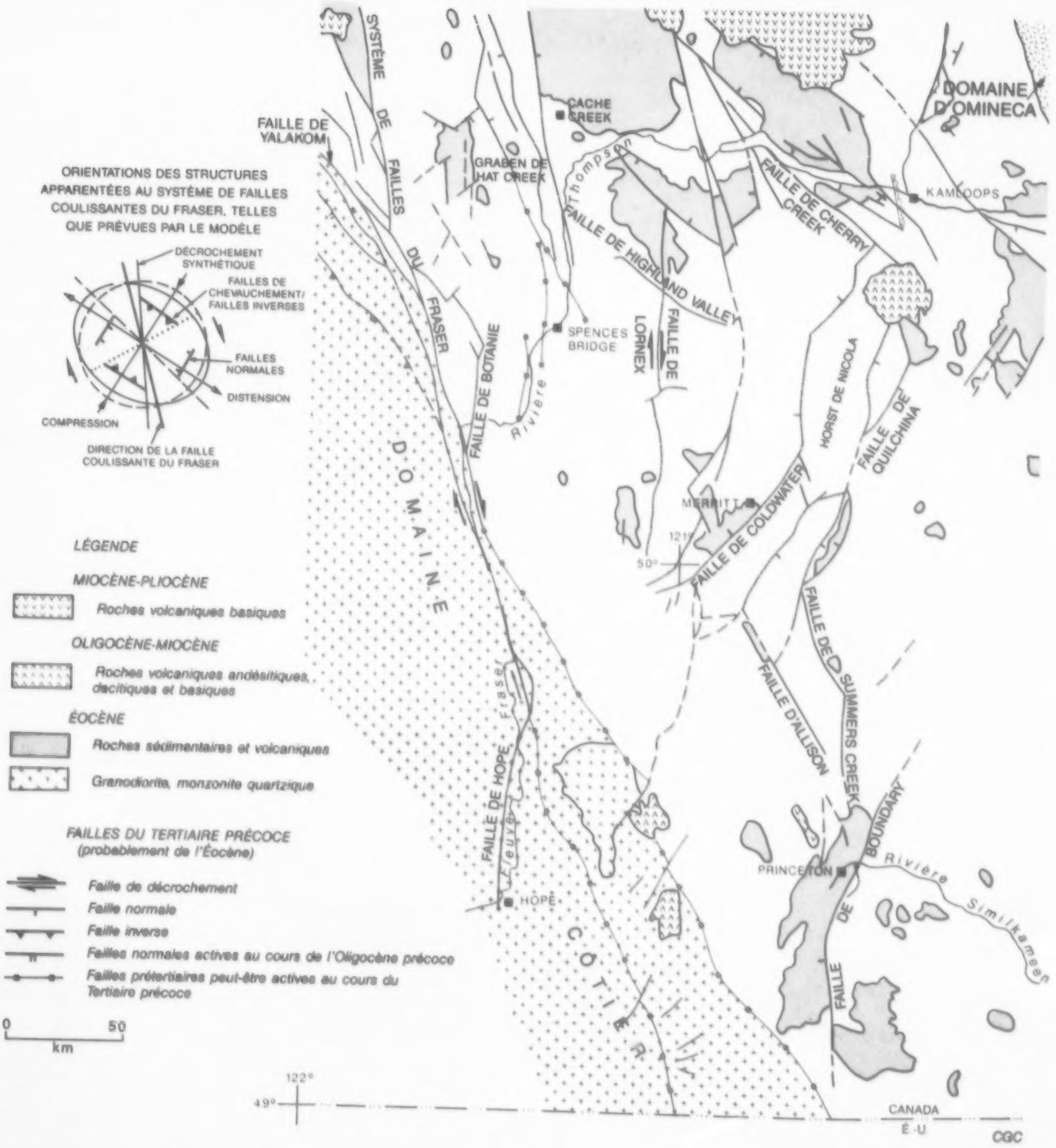


Figure 17-24. Structures tertiaires dans la partie sud du Domaine intermontagneux.

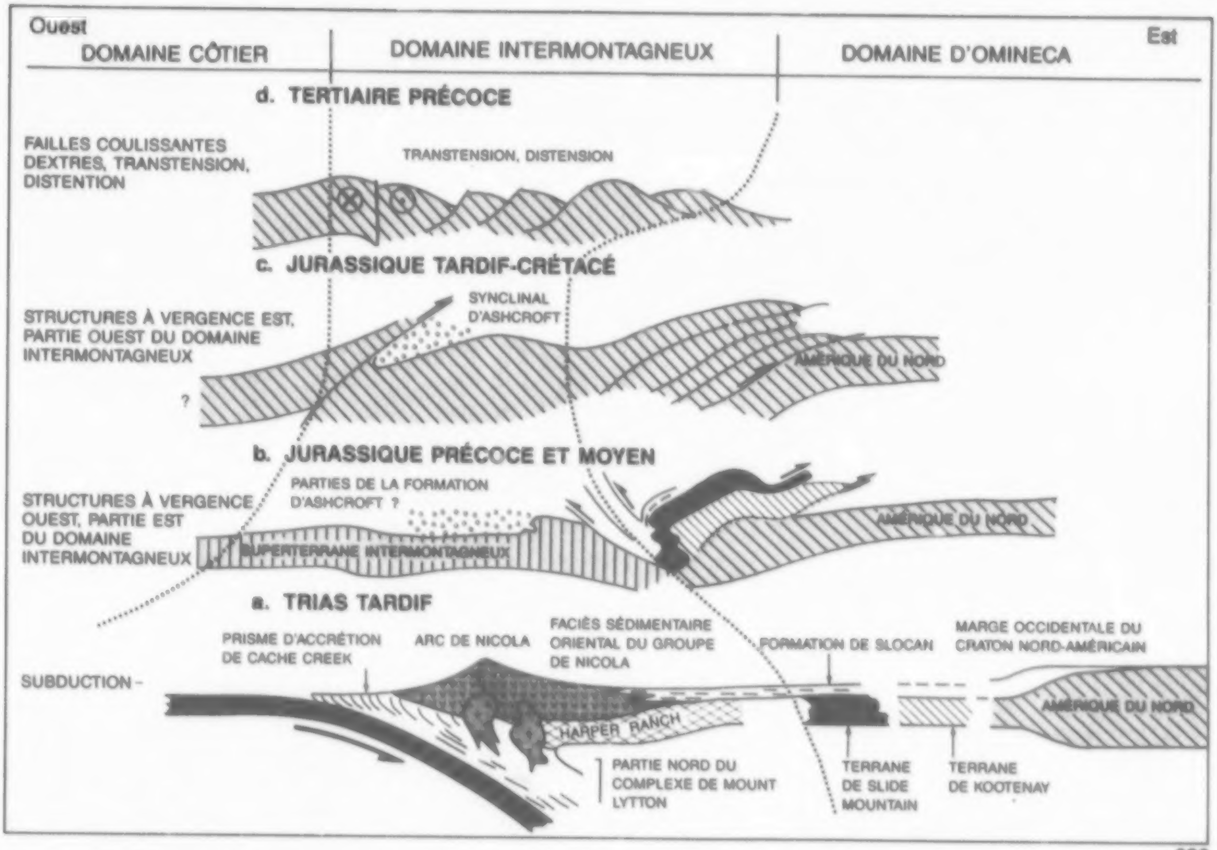


Figure 17-25. Modèle théorique de l'évolution du style structural dans la partie sud du Domaine intermontagneux.

Dans la région proche de Merritt les roches du Groupe de Nicola ont été déformées par des plis ouverts. La relation entre ces plis et d'autres structures est inconnue, mais ceux-ci sont d'âge prétertiaire.

Stikinie

Nord du Domaine intermontagneux

Dans la Stikinie, une bande de roches paléozoïques et mésozoïques qui s'élargit vers le sud se situe entre le terrane de Cache Creek et le Domaine côtier (fig. 17-19, 17-21). Dans la région de Whitehorse-Atlin, les strates mésozoïques se trouvent en contact avec des roches métamorphiques du Domaine côtier le long de failles fortement inclinées, marquées par des zones d'épidotisation et de cisaillement (Bultman, 1979). Les roches du Groupe de Stuhini, à l'est de l'une des failles qui accuse un pendage de 65° vers le nord-est, forment des plis d'entraînement indiquant que le côté sud-ouest a subi un déplacement relatif vers le haut et vers le nord-ouest. Localement, les plis qui se trouvent à l'est de la faille sont déversés vers le nord-est. Un certain degré de déplacement est peut-être antérieur au jeu de la faille de King Salmon, au Jurassique moyen, mais le soulèvement relatif du Domaine côtier s'est poursuivi jusqu'au Cénozoïque inclusivement.

Dans la région d'Atlin, entre la faille de Nahlin et le Domaine côtier (fig. 17-19), des plis ouverts de longueur d'onde de 10 km ou moins ont souvent une orientation plus proche de l'ouest que celle des failles qui les bordent, et contre lesquelles ils se terminent en échelon. Typiquement, ces plis ont un profil en chevrons, sont ouverts à fermés, et présentent principalement une vergence sud-ouest. Un clivage bien développé, axial aux plis, caractérise les sédiments finement stratifiés. En quelques endroits, l'entrecroisement de synclinaux serrés de direction générale nord-est et de plis de direction générale nord-ouest donne une image classique «en carton à oeufs» avec alternance de cuvettes et de dômes structuraux. En outre, plusieurs décrochements dextres de direction générale nord-est ont été reconnus.

Plus au sud, des roches de l'Assemblage d'Asitka, antérieures au Trias supérieur et proches de la marge orientale du Domaine côtier, constituent des plis serrés de direction générale nord (Souther, 1971). Localement, des membres de calcaire délimitent des plis complexes, isoclinaux et en éventail, dont les flancs sont étirés et les régions axiales sont épaissies (fig. 17-26). Par endroits, les

flancs extrêment étirés sont rompus et les charnières isolées, formant ainsi des plis diapiriques. Une schistosité axiale aux plis bien développée et fortement inclinée, apparaît dans les affleurements le plus à l'ouest, où le métamorphisme régional atteint son maximum.

Dans la région proche du Grand canyon de la Stikine, les roches antérieures au Trias inférieur forment des plis serrés et ont un clivage prononcé. Là, et en particulier dans une petite région de la partie nord-est de la Stikinie, deux grandes directions de plissement sont évidentes et sont représentées par des plis anciens de direction nord-nord-est et par des plis tardifs de direction ouest-nord-ouest. La première phase de déformation a provoqué une transposition de la stratification qui est devenue parallèle à la foliation pénétrative (Thorstad, 1980); la deuxième phase a engendré des plis droits, isoclinaux à serrés. Comme dans la région de la cuvette de Whitehorse au Yukon, on observe une discordance marquée dans le style structural à la base des roches mésozoïques dans la région de la rivière Stikine.

Dans une zone pouvant atteindre 20 km de large, parallèlement à la faille de King Salmon et au sud de celle-ci, des failles de chevauchement à vergence sud et sud-ouest impliquent des roches volcaniques et sédimentaires du Trias et du Jurassique inférieur (fig. 17-19, 17-20). La zone d'imbrication a été formée par la collision de la Stikinie avec le terrane de Cache Creek dès le Jurassique moyen, suivie d'une convergence et d'un soulèvement au cours du Jurassique tardif. Il existe des plis concentriques ouverts dans les roches sédimentaires du Jurassique inférieur, mais aucune vergence bien définie n'apparaît si ce n'est près de la faille de King Salmon. Des failles de direction générale nord-est, du Crétacé tardif ou du Cénozoïque, sont nombreuses. Quelques-unes sont des failles coulissantes senestres qui peuvent avoir un rejet de 3 km. Des failles cénozoïques de distension, de direction générale nord et se prolongeant dans le terrane de Cache Creek ont contrôlé la mise en place de roches volcaniques alcalines, du Miocène à l'Holocène.

Dans le nord du bassin de Bowser, une épaisse séquence de shale, siltstone, grès et conglomérat bien stratifiée, principalement d'âge jurassique, recouvre en partie la Stikinie et a subi un important raccourcissement selon une orientation SW-NE, au cours d'un intervalle débutant avant l'Albien moyen (?) et finissant après le Maastrichtien. Des plis serrés, latéralement continus, à vergence nord-est, d'amplitude et de longueur d'onde comprises entre 100 et 300 m, sont typiques (fig. 17-27), mais localement, des plis à vergence sud-ouest existent sur les flancs sud-ouest des principaux synclinaux (fig. 17-19, 17-20; Bustin et Moffat, 1983). Les plis disharmoniques en chevrons sont très répandus et les failles de chevauchement affectent souvent les flancs longs et les flancs courts des plis. Dans l'extrémité nord-ouest du bassin, apparaissent des plis ouverts à serrés, de direction générale est-nord-est, déversés vers le nord-ouest. Des blocs faillés de direction générale nord-est ont été actifs au cours d'un intervalle débutant avant l'Albien moyen et finissant après le Maastrichtien (C. A. Evenchick, communication personnelle, 1985). Le style structural du bassin de Bowser suggère que toute la séquence sédimentaire du Mésozoïque a été déplacée par une ou plusieurs surfaces de décollement (fig. 17-1, en pochette). Sur la marge nord-est du bassin, les roches volcaniques du Jurassique inférieur ont subi des chevauchements et des plissements, il doit donc y avoir une surface de décollement en profondeur. Il est difficile de définir la patrie des décollements régionaux, en raison de l'existence de roches plutoniques tertiaires sur le côté est du Domaine côtier. Néanmoins, il doit exister une corrélation avec le soulèvement du Domaine côtier.

Les strates du bassin de Sustut (fig. 17-18, 17-19) forment de grands plis ouverts de faible amplitude, là où les sédiments reposent sur une surface de pédiment qui recouvre des roches volcaniques triasiques et jurassiques (Eisbacher, 1974). Cependant, plus à l'ouest, où les roches

Figure 17-26. Pli isoclinal dans le calcaire du Permien inférieur de la région de la rivière Iskut, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique. La paroi de la falaise a environ 365 m de haut. (Photo: R.G. Anderson). GSC 205373

Figure 17-27. Vue dans une direction nord-ouest de la partie nord du bassin de Bowser; on y distingue un synclinal asymétrique développé dans les grès, siltstones et conglomérats du Groupe de Bowser Lake (Jurassique supérieur). (Photo: C.A. Evenchick). GSC 205372

de la partie inférieure du Groupe de Sustut reposent sur les roches principalement pélitiques du Groupe de Bowser Lake, les structures qui les affectent sont semblables à celles qui impliquent les sédiments de Bowser Lake, et se caractérisent par des plis serrés, à vergence est, généralement impliqués dans des chevauchements. Un groupe de dykes nourriciers de direction générale est à est nord-est qui ont acheminé les laves pliocènes dans la partie nord-ouest du bassin de Bowser, témoignent d'un épisode de formation de failles de distension.

Des plis à vergence nord-est et des failles de chevauchement connexes, faiblement inclinées, caractérisent la déformation survenue dans les roches volcaniques du Jurassique inférieur entre les bassins de Bowser et de Sustut (fig. 17-19, 17-20; Evenchick, 1986). Des plis de direction générale nord-est et des failles de chevauchement à vergence nord-ouest existent localement. Des blocs faillés, en partie datés du Jurassique précoce, sont contemporains des épisodes de volcanisme. La principale déformation est plus récente que le Crétacé moyen.

À l'est du bassin de Sustut, les roches jurassiques ont surtout été morcelées par des failles suivant des directions générales nord et nord-ouest. Des failles de chevauchement à vergence ouest sont fréquentes immédiatement à l'ouest des failles de Kutcho et de Finlay. Quelques-unes de ces failles recoupent des strates du Groupe de Sustut et pourraient dater du Crétacé tardif.

Le style structural de la région de la rivière Stikine est probablement représentatif du Domaine intermontagneux, jusqu'à l'arche de Skeena au sud (fig. 17-18). Là, le style dominant de plissement observé dans le bassin de Bowser est subordonné au style de fracturation de l'arche en blocs faillés (fig. 17-22).

Centre du Domaine intermontagneux

Dans le centre du Domaine intermontagneux, l'entité structurale d'importance la plus ancienne est l'arche de Skeena, qui est une arche paléogéographique, s'étendant dans une direction nord-est à partir de Terrace (fig. 17-18, 17-22). La formation de l'arche au Jurassique tardif impliquait seulement un soulèvement (peut-être grâce à un morcellement par failles) et n'a pas été accompagnée d'épisodes de plissement ou de plutonisme importants (Tipper et Richards, 1976). Néanmoins, l'arche de Skeena semble avoir exercé une influence, subtile et encore mal connue, sur la déformation ultérieure de l'ouest du Domaine intermontagneux. Le meilleur témoignage de l'étendue de l'activité tectonique dans la région est l'accumulation du conglomérat basal de l'Oxfordien moyen appartenant au Groupe de Bowser Lake. Ce conglomérat s'est déversé vers le nord-ouest, à partir de l'arche jusque dans le bassin de Bowser.

Dans l'ouest du Domaine intermontagneux, la déformation date en majeure partie du Crétacé tardif et du Tertiaire. Le style structural varie d'une unité stratigraphique à l'autre; les plissements ont été particulièrement intenses dans les sédiments du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur appartenant aux groupes de Bowser Lake et de Skeena. Les plis sont variables. La plupart sont concentriques ou en chevrons, ouverts à fermés, et la majorité ont une vergence nord-est. Les roches volcaniques massives, sous-jacentes au Groupe de Hazelton, forment de vastes gauchissements ouverts. En de nombreux endroits, le contact entre les groupes de Hazelton et de Bowser Lake est une surface de décollement.

Dans l'ouest du Domaine intermontagneux, les plis sont généralement associés à des failles de chevauchement, même si les chevauchements sont difficiles à reconnaître à cause de l'absence de bons horizons repères, et parce qu'un grand nombre d'entre eux présentent des surfaces de chevauchement parallèles aux couches. Des failles de chevauchement imbriquées apparaissent près de Terrace dans des roches s'échelonnant du Permien inférieur au Jurassique inférieur; la plupart ont une vergence nord-nord-est (fig. 17-1, en pochette) et affectent des roches qui parfois ne remontent qu'au Crétacé tardif.

Le cisaillement ductile joue localement un rôle important dans l'ouest du Domaine intermontagneux, en particulier le long de l'axe de l'arche de Skeena. Au nord-est de Terrace, le long de la rivière Skeena, des roches provisoirement corrélées avec la Formation de Telkwa (Jurassique inférieur) présentent des foliations légèrement à moyennement inclinées et des linéations d'étirement qui généralement plongent légèrement dans une direction est-nord-est ou ouest-sud-ouest. Ces linéations se continuent vers le sud-ouest dans les roches fortement métamorphisées du Domaine côtier et indiquent que dans l'ouest du Domaine intermontagneux, la déformation ductile est associée à la déformation qui a eu lieu dans le Domaine côtier. Le conglomérat déformé à cailloux de chert du Groupe de Skeena (Crétacé inférieur) indique que les failles de chevauchement et les structures de déformation ductile datent du Crétacé tardif ou sont plus récentes; cette conclusion semble justifiée par l'âge de la déformation, estimé par datation radiométrique de roches fortement métamorphisées du Domaine côtier.

La transition structurale du Domaine côtier au Domaine intermontagneux est observable dans la région de la rivière Tsaytis, où la limite entre les deux domaines est un complexe de failles de chevauchement intensément disloqué (fig. 17-8; van der Heyden, 1982). Les roches de l'est du Domaine côtier ont été métamorphisées et mylonitisées au cours de l'intervalle du Crétacé moyen au Crétacé tardif, et plus tard charriées vers le nord-est au-dessus des roches de métamorphisme faible du Domaine intermontagneux. Dans la région de Terrace et également dans la région de la rivière Tsaytis, les différences de style structural et de degré de métamorphisme entre l'est du Domaine côtier et l'ouest du Domaine intermontagneux correspondent à différents niveaux structuraux des mêmes événements tectoniques. Des structures mineures présentes dans les deux domaines indiquent que la compression survenue au Crétacé tardif a été accompagnée d'une composante de décrochement dextre, non seulement entre les deux domaines, mais aussi à l'intérieur de ces domaines (Hill, 1984).

Après les événements du régime compressif survenus dans le centre du Domaine intermontagneux, la région a été disloquée par des failles fragiles fortement inclinées qui ont généré une mosaïque bien visible de blocs montagneux polygonaux et de larges vallées linéaires. La plupart de ces failles semblent être des zones de failles normales, dont les traces suivent approximativement la rupture de pente existant entre le fond des vallées et les flancs de montagnes. Il est difficile d'évaluer les déplacements produits dans un grand nombre de ces failles puisqu'elles affleurent rarement, mais dans la plupart des cas,

les rejets sont probablement faibles (de quelques mètres à quelques centaines de mètres). Toutefois, dans l'arche de Skeena, apparaissent des failles normales dont le rejet peut atteindre 2 km. Les régions dont le soulèvement est dû au morcellement par failles contiennent souvent le long de leur zone axiale des intrusions s'échelonnant du Crétacé tardif au Paléocène, tandis que les dépressions adjacentes contiennent généralement des strates plus jeunes.

Le morcellement par failles a peut-être commencé dès le Jurassique, mais il a atteint son apogée à l'Éocène et s'est poursuivi à l'Oligocène. Les basaltes de plateau du Miocène ne sont pas faillés. Le réseau régulier et orthogonal des blocs faillés proche de Hazelton (fig. 17-22; Richards, 1980) suggère l'existence d'un régime extensif résultant d'un soulèvement en dôme, tandis que la configuration rhomboïdale observée près du lac Tahtsa (Woodsworth, 1980) indique l'existence d'une composante de contraintes de coulissage. Dans la région de Terrace, dans le Domaine côtier, le graben de Terrace (fig. 17-8) prend une orientation nord-sud sur plus de 100 km et montre un rejet vertical de 1 300 à 1 800 m. À l'extrémité nord du graben, la coulée de laves d'Aiyansh émise il y a environ 250 ans, et les sources thermales bordant le graben au sud de Terrace, témoignent d'une récente activité tectonique le long de ce graben.

La zone d'imbrication située entre le Domaine côtier et le Domaine intermontagneux est disloquée par des failles fragiles fortement inclinées, de direction générale nord à nord-nord-ouest. Dans la région de la rivière Tsaytis et dans la région de Terrace, ces failles de fort pendage recoupent des plutons de l'Éocène. Des failles fragiles à pendage abrupt, étroites et de direction générale nord-est à nord-ouest, sont également fréquentes dans la région du mont Redcap et dans d'autres secteurs du Complexe gneissique central, dans la zone axiale du Domaine côtier. Ces failles et les dykes mafiques apparentés témoignent sans doute d'une distension mineure est-ouest liée au refroidissement et au soulèvement du Domaine côtier à l'Éocène (Hill, 1984).

En raison de la rareté des affleurements, les styles structuraux qui caractérisent l'est de la partie centrale du Domaine intermontagneux sont moins bien compris que ceux de l'ouest (fig. 17-22, fig. 17-1, en pochette). Il semble que le morcellement par failles joue un rôle important à l'est jusqu'aux failles de Takla et de Vital. La faille de Takla est un décrochement dextre dont le rejet dépasse 100 km (Gabrielse, 1985) et qui sépare la Stikinie du terrane de Cache Creek.

Au nord-est de la faille de Yalakom, le Complexe métamorphique de Tatla Lake, qui comprend une zone centrale composée de gneiss à sillimanite, de migmatite et d'amphibolite traversés par des intrusions de tonalite, et une zone périphérique de métagranite mylonitique, de gneiss oeillé métavolcanique et de schiste métasédimentaire, a subi une déformation polyphasée et présente un grand nombre des caractéristiques des complexes à noyau métamorphique (metamorphic core complexes) (R. Friedman et R.L. Armstrong, communication personnelle, 1986). Ces structures sont décrites dans la section sur les failles de distension éocènes.

Des affleurements dispersés de strates mésozoïques situés dans le bassin de Nechako (fig. 17-18) montrent que ces strates ont été déformées par des plis ouverts de direction générale nord-ouest, ne montrant pas de clivage important. Les roches volcaniques tertiaires sus-jacentes sont localement morcelées en blocs faillés.

Structures associées aux failles coulissantes

Dans le Domaine intermontagneux, les structures de compression sont peut-être partiellement apparentées aux structures associées aux failles coulissantes, mais sont en général antérieures à ces failles, qui jouent un rôle particulièrement important dans les extrémités nord et sud du domaine. Au Yukon, de nombreuses failles associées au décrochement dextre de Teslin traversent des assemblages de recouvrement du Mésozoïque dans la cuvette de Whitehorse (fig. 17-21). Elles ont peut-être contrôlé le dépôt de la Formation de Tantalus (Crétacé inférieur?) à l'intérieur de bassins de transtension. La faille de Teslin se prolonge vers le sud-est depuis l'extrémité nord de la cuvette de Whitehorse jusque dans le nord de la Colombie-Britannique où elle se raccorde à la faille de Thibert qui marque la limite entre la Quesnellie et le terrane de Cache Creek (fig. 17-19).

Il semble que les failles de Teslin et de Thibert aient eu une longue évolution, qui a peut-être débuté par la collision des terranes au Jurassique(?) et a atteint son apogée au Crétacé précoce-moyen. La faille de Thibert est traversée par un pluton du Crétacé tardif, mais une de ses mylonites ne date que du Crétacé moyen.

Dans le sud du Domaine intermontagneux, le style structural se caractérise par la présence de décrochements dextres et de failles normales et inverses du Tertiaire précoce (fig. 17-24). À l'échelle de la Cordillère, ces structures ont été associées par Price (1979) et Ewing (1980) à des failles transformantes dextres et à une distension régionale. Le réseau très apparent de failles de direction générale nord, nord-est et nord-ouest, a disloqué les strates de l'Éocène et les strates plus anciennes; il est recouvert par des coulées basaltiques subhorizontales d'âge miocène et plus anciennes (Monger et McMillan, 1984). Ewing (1980, 1981) a reconnu que la distribution des failles traduisait une rotation horaire et une distension régionales congruentes avec les décrochements dextres du système de failles du Fraser, à l'ouest, et avec la distension régionale responsable au sud-est des structures de type «basin-and-range» observées dans la vallée de l'Okanangan et à l'est de celle-ci d'une part, et intermédiaires entre ces deux régimes d'autre part.

Le horst de direction générale nord-nord-est qui se compose du batholite de Nicola et des roches métamorphiques associées est une remarquable structure d'âge tertiaire. Les données isotopiques suggèrent que des parties du batholite de Nicola datent du Tertiaire initial, mais d'autres parties semblent dater du Mésozoïque précoce, et les systèmes de datation isotopique ont été remis au zéro pendant le soulèvement survenu au Tertiaire précoce. Les failles qui se prolongent vers le sud-ouest à partir du horst semblent recouper le Complexe de Mount Lytton et se prolongent dans la partie orientale du segment des Cascades du Domaine côtier.

Des dépressions structurales contenant des strates tertiaires sont associées à des failles normales, à des failles inverses et à des décrochements. Le bassin de Princeton est un demi-graben d'âge éocène, qui contient chacun des

trois types de failles (fig. 17-24; McMechan, 1983). Le graben de Hat Creek suit approximativement la direction de la faille coulissante de Botanie Creek, faille subsidiaire du système de failles du Fraser, et comme le suggère Church (1977), peut-être formée par une compression locale nord-sud. La dépression structurale de direction générale nord-ouest contenant des roches volcaniques d'âge éocène au nord-ouest de Kamloops, est traversée par un réseau de failles complexe (Ewing, 1981) et limitée sur son côté sud-ouest par la faille de Cherry Creek qui probablement présente à la fois des composantes de mouvement inverse et des composantes de décrochement dextre.

En résumé, les structures tertiaires de la partie sud du Domaine intermontagneux apparaissent surtout comme des structures de transtension, et marquent la transition entre les failles coulissantes dextres qui suivent le Fraser à l'ouest, et les failles de distension qui ont créé des structures de type «basin-and-range» au sud-est.

PARTIE D. DOMAINE D'OMINECA

Résumé

Le Domaine d'Omineca se compose de zones axiales qui ont subi un métamorphisme régional d'intensité moyenne à élevée, sont caractérisées par une déformation polyphasée complexe, et sont recouvertes et bordées par des roches de couverture moins déformées, souvent en continuité stratigraphique avec ces zones axiales. Les roches de couverture sont elles-mêmes recouvertes par des terranes accrétés. Dans une grande partie du domaine, au sud de la frontière entre la Colombie-Britannique et le Yukon, les principales structures régionales ont une vergence ouest, mais les structures le plus à l'est, dans les chaînes Cassiar, Cariboo et Columbia, ont une vergence est. Les structures à vergence est sont prédominantes dans le nord de la chaîne Cassiar, des monts Pelly et de la chaîne Selwyn. Il n'est pas certain qu'il y ait une corrélation entre la vergence des plis et l'âge de ces plis, excepté dans des régions spécifiques. Dans l'arc de Kootenay, les structures les plus anciennes ont été datées d'une époque antérieure au Mississippien tardif, mais ailleurs, elles pourraient entièrement remonter au Mésozoïque. Invariablement, les roches situées dans le niveau structural inférieur montrent les cisaillements les plus intenses. La chaîne Cariboo constitue un excellent exemple du passage graduel de strates fragiles déformées par des plis droits dans les niveaux structuraux supérieurs, à des strates ductiles cisaillées et déformées par des plis d'écoulement couchés à des niveaux structuraux inférieurs.

Les roches de la zone axiale sont apparemment principalement constituées des roches du socle et de la couverture de roches miogéoclinales de la marge occidentale du craton nord-américain, qui ont été soumises à un métamorphisme régional, ont subi un fort raccourcissement et un épaississement dus à leur collision et à leur convergence avec le superterrane intermontagneux au cours du Jurassique moyen et par la suite. Tous les plis d'envergure régionale sont recoupés par des plutons granitiques du Crétacé précoce à moyen. Dans les chaînes Cariboo et Columbia, des plutons de la fin du Jurassique moyen tronquent des plis régionaux et les isogrades de métamorphisme. Un soulèvement des anticlinoriums régionaux s'est produit dans les chaînes Omineca et Cassiar ainsi que dans les monts Pelly pendant l'intervalle du Crétacé précoce au début du Crétacé tardif. Les failles coulissantes datant du Crétacé tardif et du Cénozoïque précoce et les failles de distension datant de l'Éocène, surtout apparentes dans le sud du Domaine d'Omineca, se superposent à des structures plus anciennes. Dans les zones axiales métamorphiques, s'est produit un rapide soulèvement associé à la distension survenue au cours de l'Éocène.

Introduction

Le Domaine d'Omineca se compose de plusieurs culminations et dépressions structurales allongées, de direction générale nord-ouest, dans lesquelles le degré de métamorphisme et l'intensité de la déformation sont en gros corrélables avec le niveau structural et souvent avec la profondeur d'enfouissement stratigraphique. Sur quelques culminations, affleurent des roches qui ont été soulevées de plus de 20 km, et localement, le socle cristallin est visible. Par contre, les dépressions correspondent probablement à un épaississement structural considérablement moindre et contiennent des roches dont le style structural rappelle celui des strates du Domaine de l'avant-pays.

Zones axiales métamorphiques

Les zones axiales métamorphiques du Domaine d'Omineca se trouvent dans des terranes déplacés et péricratoniques. Ces zones axiales métamorphiques, telles que décrites dans le présent volume, se composent de roches fortement métamorphisées, qui ont subi de multiples déformations et un métamorphisme régional, et une déformation ductile à des niveaux structuraux et stratigraphiques profonds. Ils comprennent les secteurs exposés du socle cristallin et correspondent aux régions de soulèvement maximal du Domaine d'Omineca. Quelques-unes des culminations décrites dans la section sur les roches de couverture présentent dans leurs niveaux structuraux les plus profonds les mêmes caractéristiques que les zones axiales métamorphiques, mais comme leur style structural et leur degré de métamorphisme forment un continuum avec le style structural et le degré de métamorphisme des strates de niveaux structuraux plus élevés, il est pratique de les étudier simultanément. Les culminations structurales locales des Rocheuses sont décrites dans la partie E du présent chapitre.

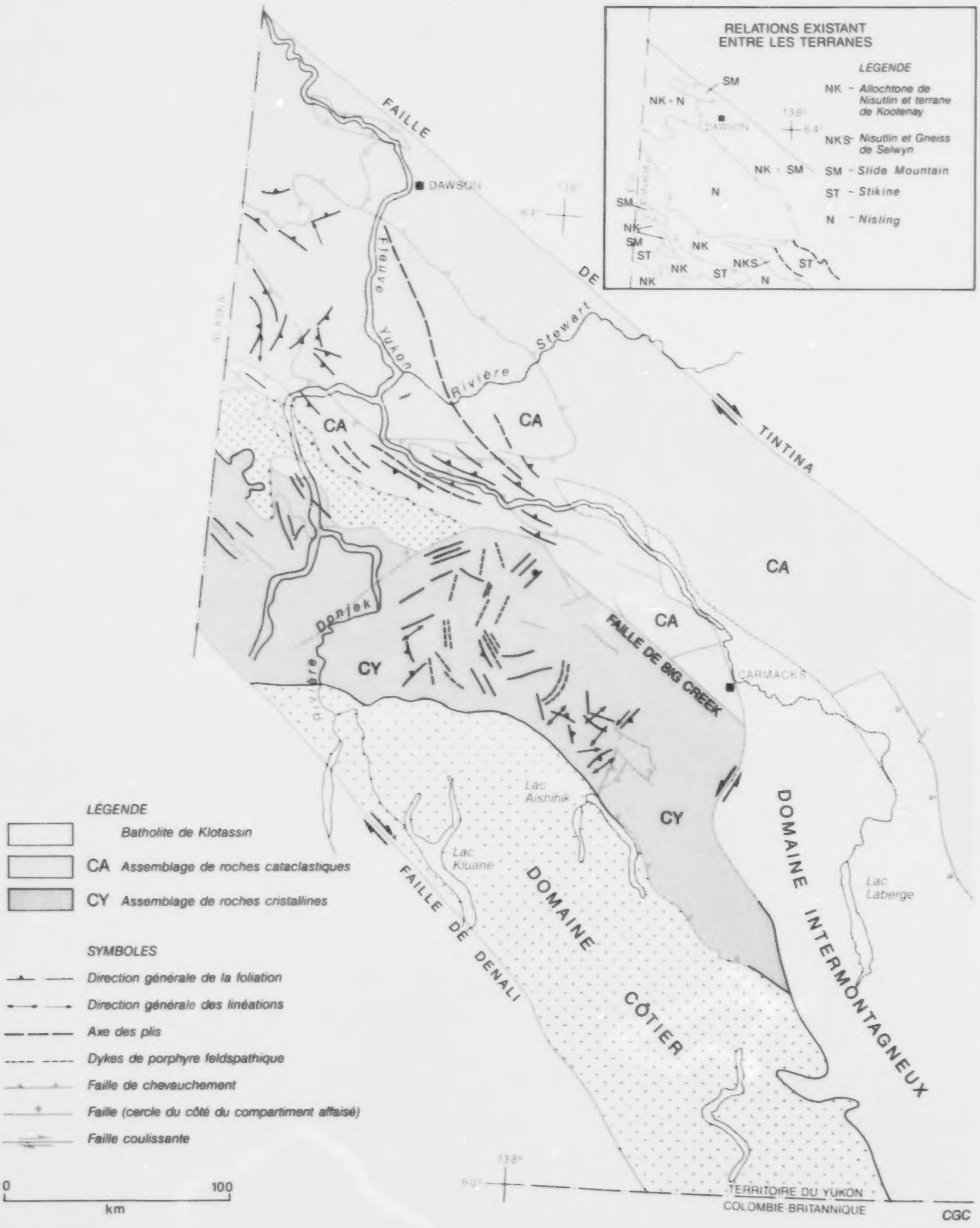


Figure 17-28. Principaux éléments structuraux de la partie nord-ouest du Domaine d'Omineca, au Yukon.

Terrane de Nisling

D.J. Tempelman-Kluit

La plus septentrionale des culminations structurales et métamorphiques du Domaine d'Omineca contient des roches cristallines qui ont subi un métamorphisme régional, au sud-ouest de la faille de Big Creek qui traverse le plateau du Klondike dans l'ouest du Yukon (fig. 17-28; Tempelman-Kluit, 1974, 1976). De vastes secteurs se composent de métaquartzite à grain fin (Quartzite de Nasina) qui montre une foliation bien développée, faiblement à moyennement inclinée. La schistosité est parallèle à la stratification. Des lentilles de marbre présentes dans le schiste à biotite sont sans doute des vestiges maintenant séparés de couches autrefois continues. Les linéations apparentées à une phase tardive de crénulation de la schistosité plongent dans une direction nord à nord-est. Sur leur marge sud-est, les roches cristallines sont en concordance avec une granodiorite foliée de fort pendage.

À l'est de la rivière Donjek, une zone de roches métamorphiques présente des plis et linéations anormaux de direction générale nord-est, presque perpendiculaires au grain structural de la région. Comme ailleurs, les roches, qui se composent principalement du Quartzite de Nasina, sont fortement foliées. Le quartz montre une orientation cristallographique dominante, parallèle à une structure en meneaux, pénétrative et de direction générale nord-est.

L'âge de la déformation est mal défini. De toute évidence, des plutons granitiques datant du Crétacé moyen recoupent la principale fabrique structurale de la région. Par ailleurs, les plutons du Jurassique précoce sont généralement foliés et approximativement en concordance avec la foliation des roches adjacentes. Les données obtenues dans des régions de l'Alaska avoisinantes (Dusel-Bacon et Foster, 1983) suggèrent que la déformation et le métamorphisme du Trias ont aussi affecté la partie nord-ouest du Domaine d'Omineca au Canada.

Terrane de Cassiar

H. Gabrielse, C.A. Evenchick , J.L. Mansy et D.J. Tempelman-Kluit

Dans les monts Kaska, les zones axiales métamorphiques correspondent à un certain nombre d'anticlinoriums régionaux dans lesquels les structures et le degré de métamorphisme indiquent un passage progressif aux roches de couverture sus-jacentes. Dans les monts Pelly, des culminations structurales de direction générale nord-ouest, ayant chacune environ 30 km de large et plus de 100 km de long, sont centrées sur les batholites du Crétacé moyen de Quiet Lake et de Nisutlin. Dans les chaînes Cassiar et Omineca, les culminations structurales coïncident avec des secteurs de roches granitiques appartenant soit au Crétacé moyen soit à l'Éocène, ou de roches métamorphiques qui, selon des datations radiométriques K/Ar faites sur des minéraux métamorphiques, se situent dans le Crétacé moyen ou l'Éocène.

La seule étude détaillée sur le style structural de la zone axiale métamorphique de la Cordillère septentrionale, a été faite dans le sud de la chaîne Cassiar et dans le nord de la chaîne Omineca. Dans les chaînons Sifton, les strates clastiques de l'Assemblage de Windermere, qui contiennent des quantités mineures de carbonate et d'amphibolite, ont subi une phase ancienne de déformation qui a engendré des plis couchés, probablement à vergence ouest, et dont l'amplitude est de plusieurs kilomètres (fig. 17-29B; Evenchick, 1985, 1988). Des plis mineurs de même type et de quelques mètres d'amplitude sont caractéristiques. Les structures formées au cours des deux premières phases de déformation sont tronquées par la faille de Sifton légèrement inclinée vers le sud-est. Les roches situées au toit de la faille, qui contiennent du quartzite, de l'amphibolite, des carbonates et des schistes pélitiques, ont subi une déformation pénétrative intense. Les plis en fourreau, les bandes cisaillantes (shear bands), les plis mésoscopiques et les linéations indiquent un transport relatif vers le sud-sud-est des roches du toit de la faille dans des conditions de déformation ductile (fig. 17-29B; Evenchick, 1985, 1988). La déformation unitaire traduit sans doute une transpression locale survenue le long d'un système de failles coulissantes dextres, créé par une inflexion au passage du sillon des Rocheuses du Nord à la faille de Kechika.

Les culminations structurales des chaînons Russell, Swannell et Butler sont des anticlinoriums de direction générale nord-nord-ouest, dans lesquels des plis et des failles de chevauchement à vergence ouest ont été repris par des plis relativement plus droits (fig. 17-29A; Mansy et Dodds, 1976). Dans les chaînons Swannell et Russell, une crénulation pénétrative de direction approximative est-ouest et le clivage qui lui est associé résultent peut-être des contraintes qui se sont exercées du Crétacé moyen au Cénozoïque inclusivement, dans les conditions d'un régime régional de déformation caractérisé par des coulissages dextres d'orientation nord-nord-ouest. Dans les grandes zones de failles coulissantes, les roches sédimentaires du Paléogène contiennent des plis de même direction générale.

Un important soulèvement des anticlinoriums des zones axiales métamorphiques s'est produit après leur développement structural initial. Les datations K/Ar faites sur des micas et de la hornblende métamorphiques suggèrent que le soulèvement a atteint son apogée au Crétacé moyen et à l'Éocène. Les études géobarométriques et géothermométriques indiquent que les associations métamorphiques des roches fortement métamorphisées sont apparues à des températures de 550° à 650°C et à des pressions de 5-6 kb ($5\text{-}6 \times 10^5$ kPa) (Evenchick, 1985; Mansy, 1986).

Vers le sud, dans le Domaine d'Omineca, des plis à vergence ouest sont l'élément structural dominant de la zone axiale métamorphique jusqu'au sud du lac Williston. On sait peu de chose du syle structural entre l'extrémité sud du lac Williston et le nord de la chaîne Cariboo. Dans la chaîne Cariboo, le style structural inclut certains éléments de la géométrie de la zone axiale métamorphique et des roches de couverture, et il est décrit dans la section des roches de couverture.

Terrane de Monashee

R.L. Brown, J.M. Journeay et L.S. Lane

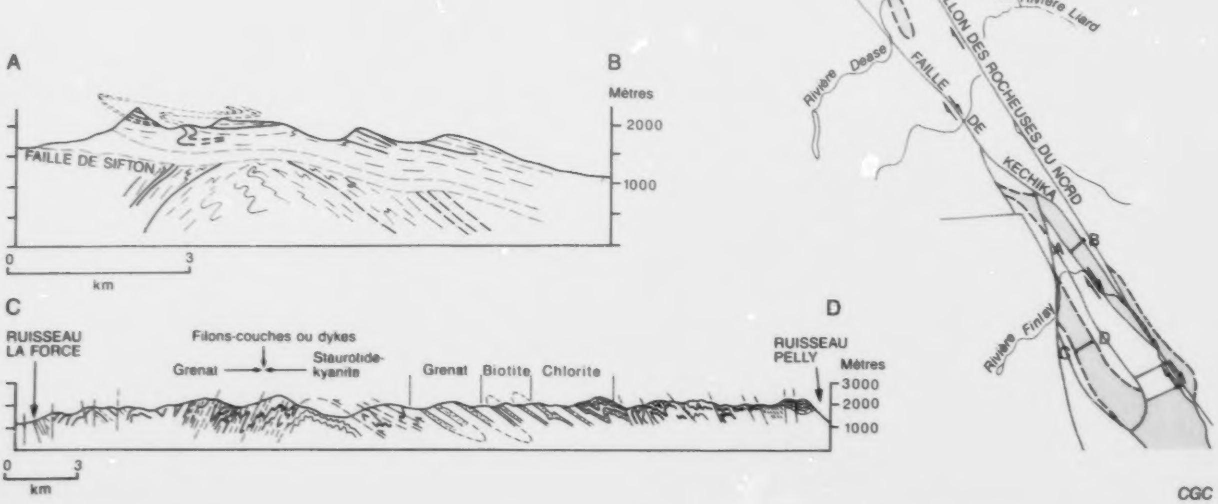
Le terrane de Monashee, plus souvent appelé «Complexe de Monashee», est séparé du terrane sus-jacent de Kootenay, qui fait partie de l'Allochtone de Selkirk, par le décollement de Monashee au nord-ouest et au sud, et par la zone du pli-faille de Standfast Creek et de la faille du Columbia à l'est (fig. 17-30; Read et Brown, 1980). Le Complexe de Monashee apparaît comme un système de duplex exhumé formé d'une pile antiforme (antiformal

stack) avec écailles (horses) au noyau composé de roches du socle (Brown et al., 1985, 1986; Journeay, 1983, 1986; Monger et al., 1985). Les dômes de Frenchman Cap et de Thor-Odin sont des culminations structurales de second ordre le long de l'axe du duplex antiforme (fig. 17-31) et sont considérés comme des structures régionales d'interférence produites par la superposition d'au moins trois générations de plissements non coaxiaux (Read, 1979, 1980; Journeay, 1981; Read et Klepacki, 1981; Duncan, 1984). Les structures les plus anciennes sont des nappes plis-couchés isoclinaux à vergence est et des failles de décollement associées à ceux-ci et de faible pendage. Ces structures imbriquées ont été replissées par deux ensembles distincts de plis isoclinaux réclinés, cinématiquement liés à la déformation unitaire dirigée vers l'est et le nord-est et associée à la mise en place de l'Allochtone de Selkirk sus-jacent (fig. 17-31). Des linéations d'étirement pénétratives de direction générale nord-est et les foliations associées, résultant d'un aplatissement pur, sont bien développées à tous les niveaux structuraux, mais particulièrement évidentes dans les roches mylonitiques du décollement de Monashee. Des plis tardimétamorphiques à post-métamorphiques à vergence nord ont déformé les fabriques antérieures et s'inclinent toujours vers l'est sur tous les flancs du terrane. Ils sont sans doute apparus au cours des phases tardives de soulèvement et de bombement.

Le décollement de Monashee (Read et Brown, 1981) est une discontinuité stratigraphique, structurale et métamorphique fondamentale, dans le sud du Domaine d'Omineca. Il est délimité par un réseau de zones de cisaillement mylonitiques qui séparent le Complexe de Monashee de roches métasédimentaires et métaplutoniques associées, d'un niveau structural profond et appartenant à l'Allochtone de Selkirk sus-jacent. La zone de failles affleure très visiblement sur les flancs, inclinés vers l'extérieur, des dômes de Frenchman Cap et de Thor-Odin, et elle est clairement antérieure aux épisodes les plus récents de soulèvement et de bombement qui ont eu lieu dans cette partie du Domaine d'Omineca. Sur toute sa longueur, le décollement est caractérisé par des fabriques mylonitiques recristallisées et modifiées par le recuit, des plis en fourreau et des zones distinctes de cisaillement ductile, définissant collectivement une zone de déformation intense, non coaxiale, qui s'étend sur presque 500 m dans les roches situées dans le mur, c'est-à-dire dans le Complexe de Monashee, et sur parfois 750-1 000 m dans l'Allochtone de Selkirk sus-jacent.

De récentes études structurales et pétrologiques du décollement de Monashee ont montré qu'il constituait une zone de cisaillement composite de part et d'autre de laquelle se sont produits au mois deux grands épisodes de déplacement de la plaque supérieure (roches du toit) vers l'est (Journeay, 1986). La plus ancienne des deux zones de cisaillement (MD_1) recoupe des plis de la première génération (F_1) dans le dôme de Frenchman Cap et est antérieure à la phase initiale de soulèvement et de bombement du Complexe de Monashee. La zone de cisaillement la plus récente (MD_2) recoupe MD_1 et les structures plus anciennes, et forme elle-même un bombement au-dessus de la culmination structurale que constitue le dôme de Frenchman Cap. Le lieu géométrique du déplacement MD_2 se trouve près de la base d'une séquence composée de schistes pélitiques et semi-pélitiques et d'interstrates d'amphibolite, et contenant localement des lentilles de gneiss mafique et ultramafique. Ces roches jouxtent les séquences du Groupe de Horsethief Creek (Protérozoïque supérieur) et sont sans doute au moins partiellement corrélatives de ces séquences, qui affleurent dans le nord de la chaîne Monashee et dans la chaîne Selkirk adjacente (Wheeler, 1965; Brown, 1981).

La plaque supérieure de MD_2 est un complexe métamorphique-plutonique, composé de gneiss migmatitiques au degré de métamorphisme uniformément élevé (bathozone 6), de nappes semi-concordantes de granite d'anatexie, et de dykes et filons-couches pegmatitiques associés, syntectoniques à tarditectoniques. Les granites



CGC

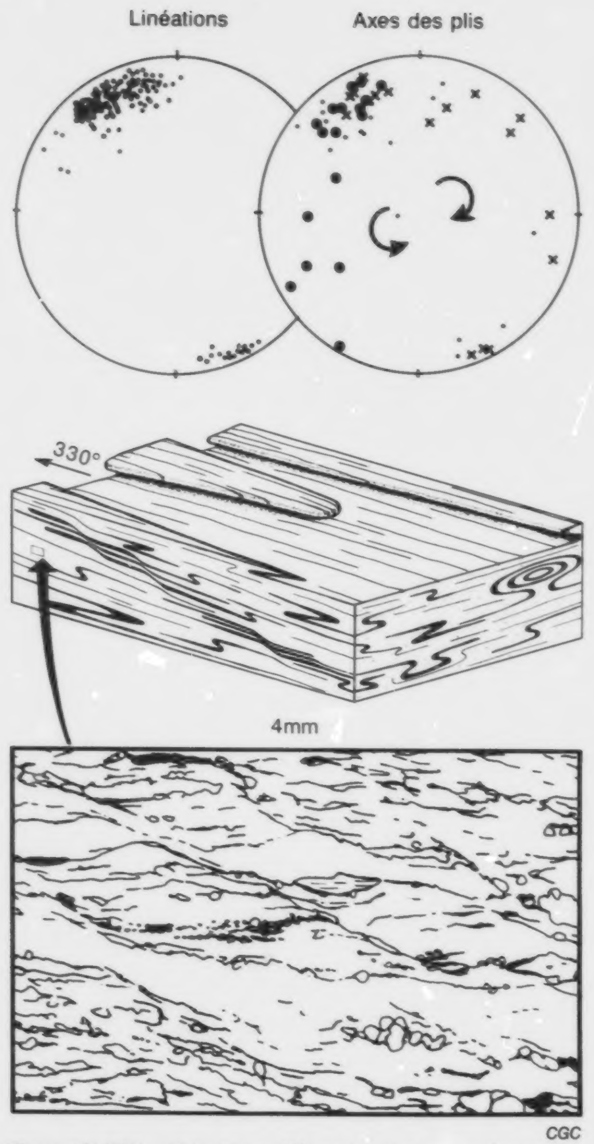


Figure17-29A. Principaux éléments structuraux des zones axiales métamorphiques du Domaine d'Omineca dans les chaînes Cassiar et Omineca. Le carton indique la distribution des zones axiales (en rose) et la position des coupes structurales. A-B) Chaînons Sifton avec anticlinorium composé de roches métamorphiques de la zone axiale, déformées en plis couchés et tronquées par la faille de Sifton qui marque la base d'une zone de cisaillement mylonitique. Le compartiment supérieur s'est déplacé vers le sud-est parallèlement au sillon des Rocheuses du Nord. C-D) Coupe de l'anticlinorium de la partie centrale des chaînons Swannel montrant des structures replissées et la position des isogrades métamorphiques (d'après Mansey et Dodds, 1976). **B.** Structures dans la zone de cisaillement sus-jacente à la faille de Sifton (voir la coupe A-B à la figure 17-29A) qui est caractérisée par une fabrique mylonitique, par des bandes cisaillantes, une linéation fortement développée et des plis en fourreaux (d'après Evenchick, 1985).

syntectoniques intrudent une suite plus ancienne de roches granitiques à l'intérieur du Pluton d'Anstey, et constituent au moins 50% en volume de la plaque supérieure. Ils sont traversés et recouverts par une étroite zone de plutons tarditectoniques et post-tectoniques d'âge et d'origine incertains (Pluton d'Anstey et unité cartographique E; Wheeler, 1965). Ces deux zones de roches gneissiques se prolongent vers le sud, et ont été observées sur les flancs ouest et sud du dôme de Thor-Odin (Reesor et Moore, 1971; Journeay, 1986). Ensemble, elles représentent l'infrastructure métamorphique-plutonique profonde de l'Allochtone de Selkirk.

Le fait que l'on ne puisse corréler les éléments recoupés du toit et du mur, dans le segment du décollement affleurant sur les flancs du dôme de Frenchman Cap, suggère que les roches de la plaque supérieure de l'Allochtone de Selkirk se sont dé[illegible] sur une distance minimale de 80 km par rapport [illegible] équivalents de la plaque inférieure (Read et Brown, 1981). Apparemment, la majeure partie de ce déplacement différentiel aurait été absorbée à des niveaux progressivement moins profonds de la croûte par l'effet combiné de la déformation ductile progressive et de la recristallisation dynamique; ces processus ont généré des roches mylonitiques à linéation et foliation marquées, dans une vaste zone d'atténuation des déformations, sur les marges du Complexe de Monashee et de l'Allochtone de Selkirk sus-jacent.

Les éléments planaires et linéaires de la fabrique font progressivement place à des foliations et linéations synmétamorphiques dans les plaques supérieure et inférieure du décollement, et subissent un aplatissement et une rotation de plus en plus forts près de la zone de décollement. Des bandes secondaires d'intense déformation ductile constituent un réseau anastomosé de zones de cisaillement mylonitiques, délimitant des domaines en forme de losange où les fabriques mylonitiques sont moins intensément développées.

Des linéations synmétamorphiques de direction générale nord-est et les foliations mylonitiques associées, indiquent constamment un sens de cisaillement dans lequel la «plaque supérieure est déplacée vers l'est», sur les deux flancs du Complexe de Monashee (Brown et Murphy, 1982; Lane, 1984a, b; Journeay, 1983, 1986).

La formation séquentielle de sillimanite et d'andalousite rétromorphosées et d'associations de muscovite-quartz et de biotite-chlorite à l'intérieur de fractures de tension traversant les minéraux métamorphiques de haute pression dans l'ensemble du décollement, indique que le charriage de l'Allochtone de Selkirk a sans doute été contemporain du soulèvement et du refroidissement du Complexe de Monashee sous-jacent. Les fabriques mylonitiques postérieures au refroidissement rapide (trempe) des associations métamorphiques présentes dans les roches du décollement, s'étant produit au sommet du métamorphisme, sont virtuellement identiques, par leur style et leur orientation, à celles apparues pendant les phases initiales du charriage.

La déformation du Complexe de Monashee en régime compressif a sans doute commencé au Jurassique moyen et atteint son apogée au Crétacé tardif ou au Tertiaire précoce (Brown et Journeay, 1987). Les chevauchements et les duplex tardifs formés à des niveaux structuraux profonds sont peut-être liés à des chevauchements survenus

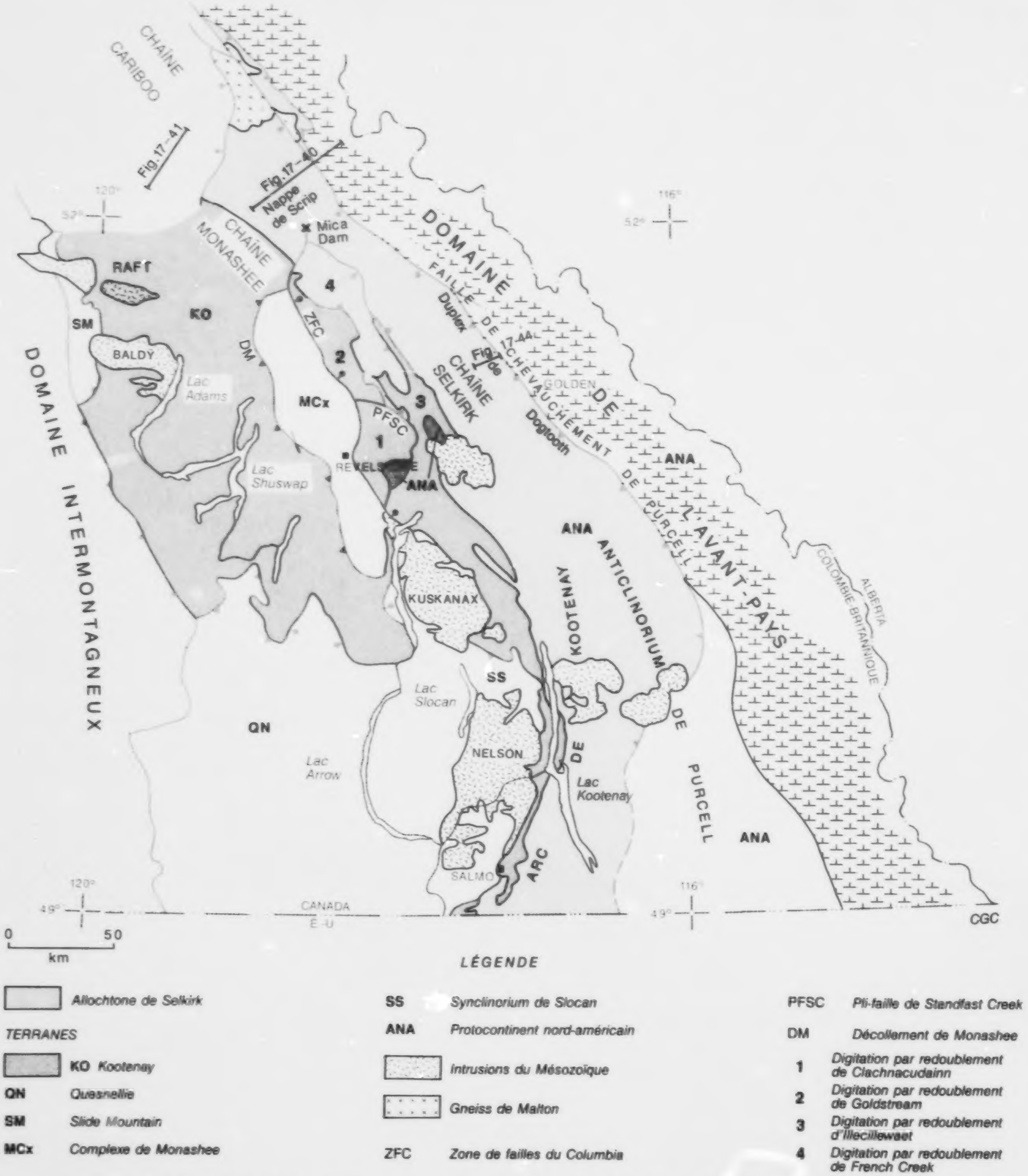


Figure 17-30. Carte de localisation de la partie sud-est du Domaine d'Omineca, montrant la distribution des terranes, quelques-unes des structures régionales et la position des coupes structurales présentées aux figures 17-40, 17-41 et 17-44.

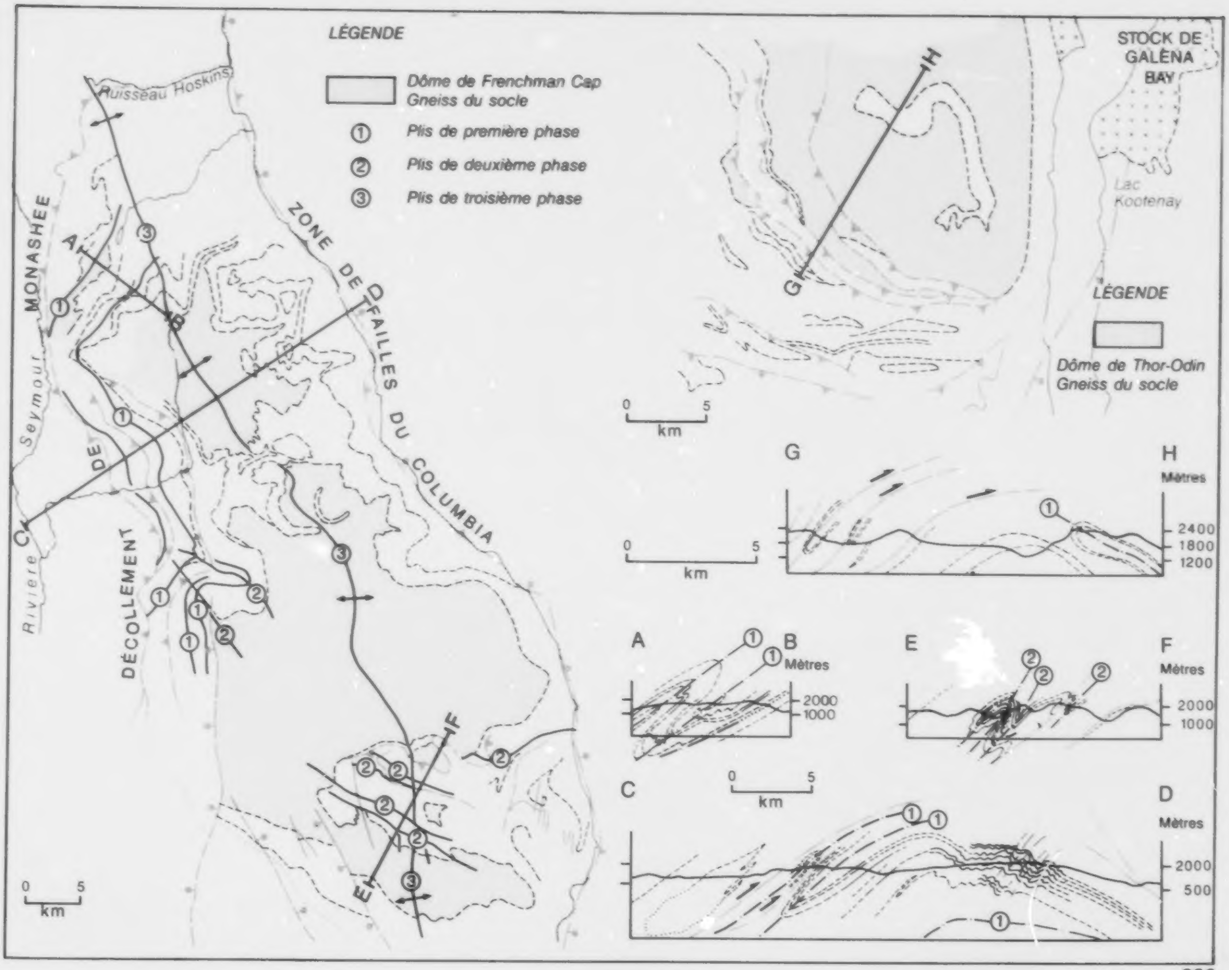


Figure 17-31. Structures du Complexe de Monashee montrant trois phases de plissement ainsi que la déformation du socle dans un style en duplex. Coupes structurales du dôme de Frenchman Cap (AB, CD, EF); Coupe structurale du dôme de Thor-Odin (GH).

tardivement dans le Domaine de l'avant-pays. Selon les estimations, le raccourcissement de la croûte a pu atteindre 75% et l'épaisseur de la croûte a augmenté de plus de 20 km au cours de l'intervalle du Mésozoïque au Cénozoïque précoce.

Région d'Okanagan-Kootenay

H. Gabrielse

À l'ouest de l'arc de Kootenay, le style structural du sud du Domaine d'Omineca est complexe (fig. 17-32). Il comprend: des plis à vergence sud-ouest et des failles de chevauchement dans le terrane de Kootenay au nord du lac Okanagan; des structures à vergence est atteignant leur point culminant dans les nappes de charriage imbriquées, de type duplex, des complexes de Monashee et de Valhalla; des structures à vergence nord-ouest bordant le sud de l'arc de Kootenay; et les failles de distension qui traversent toute la zone. Les structures les plus anciennes de la région des lacs Adams et Shuswap sont des foliations pénétratives subparallèles à la stratification, de rares plis couchés et cisaillés, serrés à isoclinaux, et des linéations d'intersection et des linéations minérales (Okulitch, 1979). La foliation est déformée par des plis serrés dont les axes ont une direction générale nord à est-nord-est, et sont parallèles aux baguettes minérales et aux linéations d'intersection avec la foliation. Ces deux phases de déformation ont été suivies de la formation de plis de direction générale ouest-nord-ouest à nord-ouest, de plis et de failles de chevauchement à vergence sud-ouest qui déterminent principalement la distribution des unités cartographiques dans quatre nappes de charriage (Preto, 1981; Okulitch, 1979). Les plis sont souvent déversés et serrés, et sont associés à un clivage de plan axial bien développé, à des crénulations bien visibles et à des linéations d'intersection.

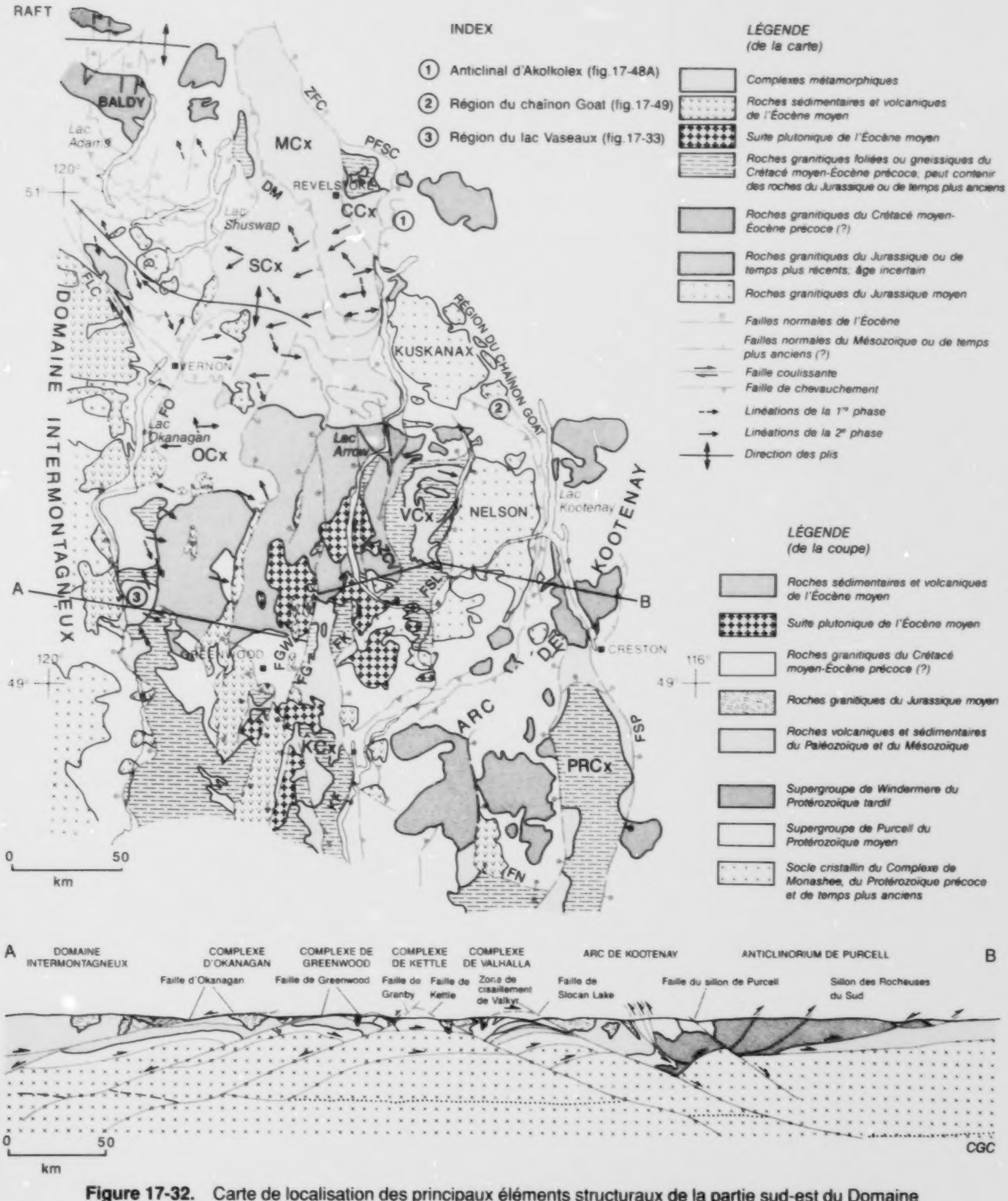


Figure 17-32. Carte de localisation des principaux éléments structuraux de la partie sud-est du Domaine d'Omineca. Données provenant des travaux de R.R. Parrish (communication personnelle, 1986). MCx, Complexe de Monashee; CCx, Complexe de Clachnacudainn; SCx, Complexe de Shuswap; OCx, Complexe d'Okanagan; VCx, Complexe de Valhalla; KCx, Complexe de Kettle; PRCx, Complexe de Priest River; DM, décollement de Monashee; ZFC, zone de failles du Columbia; PFSC, pli-faille de Standfast Creek; FSP, faille du sillon de Purcell; FN, faille de Newport; FSL, faille de Slocan Lake; ZCV, zone de cisaillement de Valkyr; FK, faille de Kettle; FG, faille de Granby; FGW, faille de Greenwood; FO, faille d'Okanagan; FLC, faille de Lewis Creek.

Les structures de compression indiquées ci-dessus sont recoupées par les batholites de Raft (Jurassique moyen) et de Baldy (Crétacé moyen). Les contacts sont nettement discordants à l'ouest, mais concordants à l'est à des niveaux structuraux plus profonds, où les roches adjacentes fortement métamorphisées contiennent en abondance des gneiss granitoïdes et des roches granitiques foliées. Les massifs granitiques et les roches hôtes sont recoupés par des failles de direction générale nord qui probablement datent du Tertiaire précoce (Schiarizza, 1986).

Dans le sud de la région d'Okanagan près du lac Vaseaux, des études détaillées traitent de la même séquence et des mêmes styles de déformation que ceux indiqués plus haut, mais les structures les plus anciennes sont plus évidentes (Ross, 1981; Ross et Christie, 1978). Les plis anciens sont isoclinaux, de direction générale nord, et ont une amplitude de 4-5 km (fig. 17-33). Localement, d'étroites zones de mylonite séparent de grands plis couchés et sont le lieu d'injection de nombreux massifs ultramafiques. Les structures dominantes de la seconde phase sont aussi des plis couchés d'amplitude qui peut atteindre 8 km, avec des axes parallèles à une linéation d'étirement pénétrative d'orientation E-W ou NW-SE. Cette déformation a accompagné le métamorphisme le plus intense. Les plis de la troisième phase sont semblables à ceux de la région des lacs Adams et Shuswap. Ils ont une vergence sud-ouest ou sud et des surfaces axiales à pendage de 60°-70° vers le nord. L'âge de ces structures peut s'échelonner entre le Paléozoïque tardif et le Crétacé tardif (Parkinson, 1985).

Roches de couverture

Les structures présentes dans les roches de couverture, qui sont ductiles, polyphasées et couchées là où elles passent progressivement à celles de la zone axiale métamorphique, deviennent fragiles et surtout redressées aux niveaux structuraux supérieurs. En même temps que s'est modifié le style structural, le degré de métamorphisme, et également l'intensité de la foliation ont diminué, même si cette dernière est étroitement liée à la lithologie.

Terrane de Cassiar

Monts Pelly

D.J. Tempelman-Kluit

Les strates du terrane de Cassiar situées dans les monts Pelly entre la zone axiale métamorphique et la faille de Tintina sont imbriquées par quatre surfaces de charriage dont chacune supporte une nappe de charriage de 3 à 4 km d'épaisseur (fig. 17-1, en pochette et 17-34; D.J. Tempelman-Kluit, sous presse-a). Le rejet selon le pendage de chaque faille est d'au moins 10 km comme le montrent les décalages des faciès; le raccourcissement total représente 80 à 135 km. Les surfaces de charriage sont légèrement inclinées vers le sud-ouest et quelques-unes sont plissées, de sorte qu'elles affleurent sur une distance qui peut atteindre 25 km transversalement à leur direction. La plupart des surfaces de charriage se découpent en gerbes au front de la nappe (écailles frontales); certaines de ces imbrications

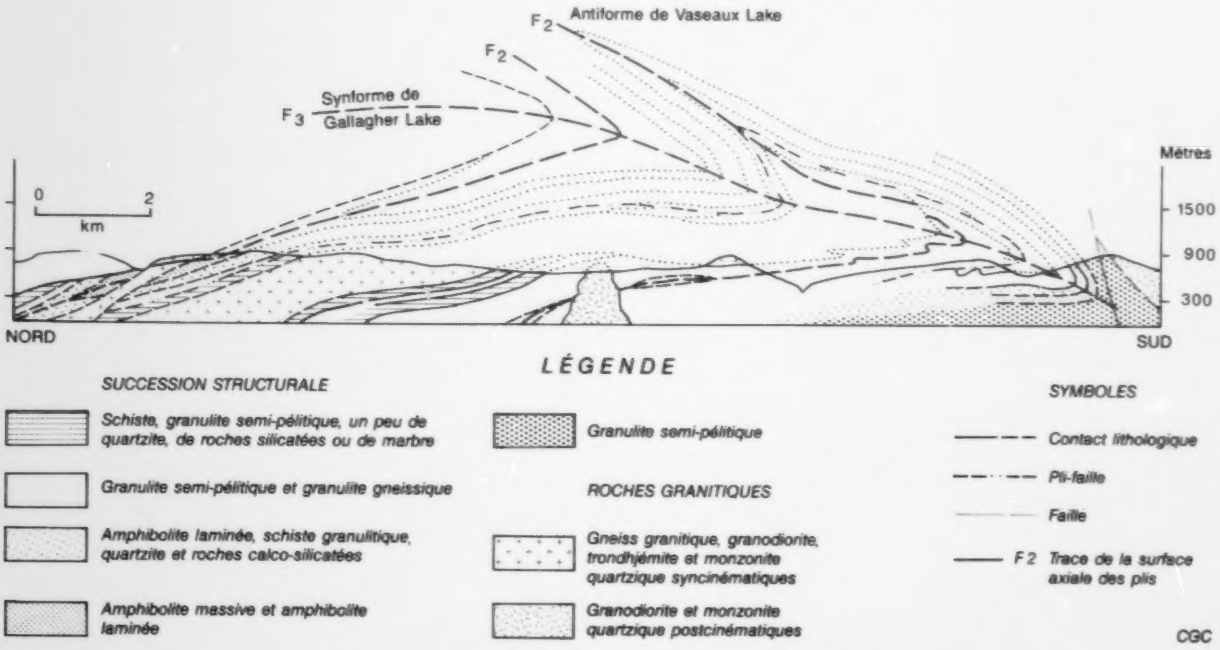


Figure 17-33. Coupe structurale de la région du lac Vaseaux, dans le sud de la vallée de l'Okanagan. D'après Ross et Christie, 1979. La position de la coupe est indiquée à la figure 17-32 (n° 3).

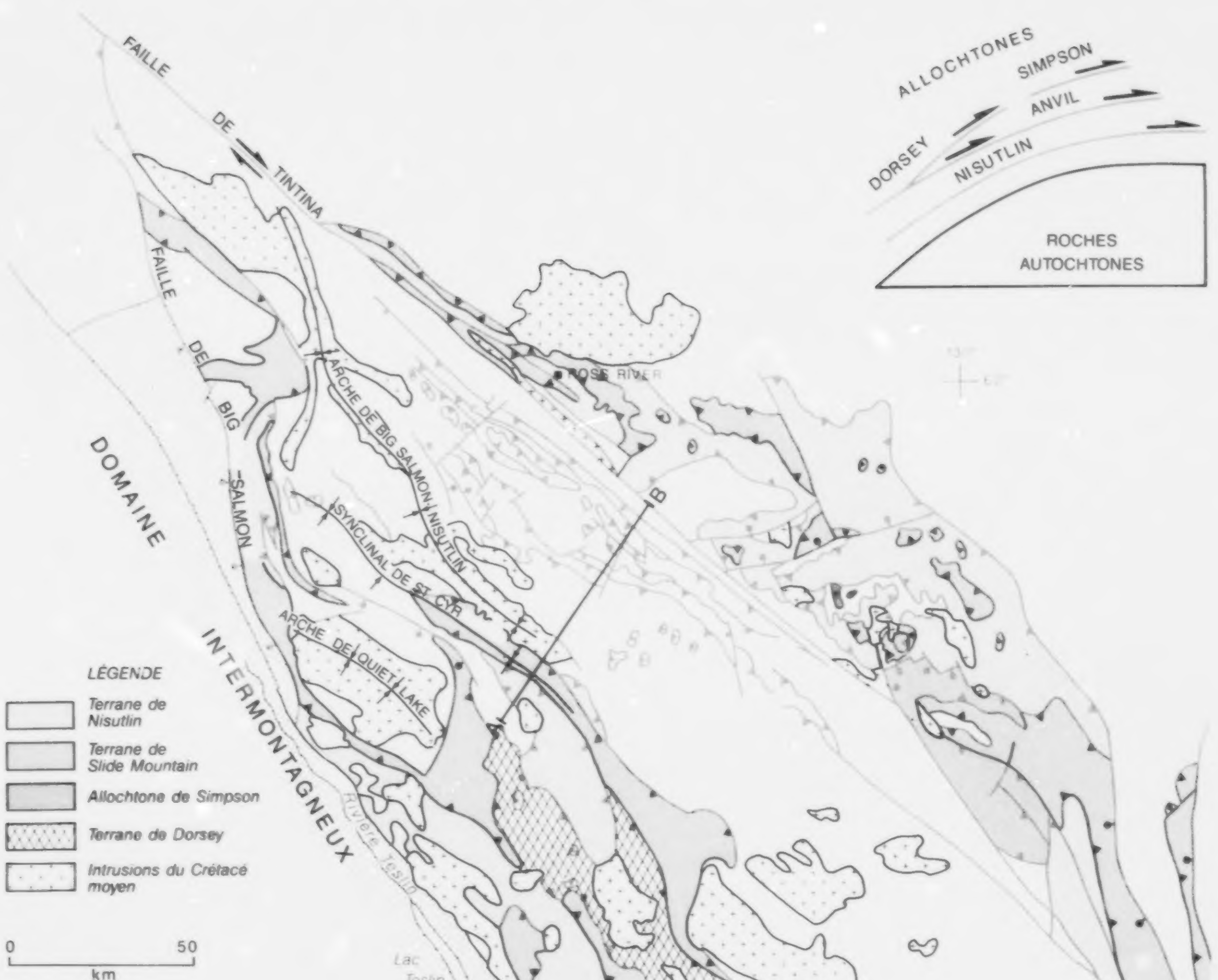


Figure 17-34. Distribution des terranes accrétés et style structural dans la partie sud-est du Yukon.

d'écailles se limitent aux roches d'une nappe de charriage donnée alors que d'autres surfaces de charriage imbriquent aussi les nappes sus-jacentes. Chaque surface de charriage, ou faille de chevauchement, tend à se rattacher du côté opposé au front (dit côté interne) avec la faille immédiatement sous-jacente. Les strates de chaque nappe de charriage sont plissées et des failles de déchirure apparues au-dessus des surfaces de charriage ont permis aux plis de prendre de chaque côté de ces failles de déchirure des formes différentes. Quelques surfaces de charriage sont plissées à grande échelle au-dessus d'une surface de charriage sous-jacente qui s'est comportée comme la base du plissement (surface de décollement). Même si la plupart des surfaces de charriage ont une vergence nord-est, quelques-unes, considérées comme des écailles frontales imbriquées des failles principales à vergence nord-est, ont une vergence sud-ouest. Les structures présentes dans les roches autochtones se sont formées avant la mise en place du granite du Crétacé moyen et après le dépôt des strates du Trias supérieur.

Chaînes Cassiar et Omineca

H. Gabrielse et J.L. Mansy

Les strates miogéoclinales qui s'échelonnent du Protérozoïque supérieur au Mississippien inférieur sont moyennement à fortement déformées dans l'ensemble du nord du Domaine d'Omineca, mais en général ne sont pas impliquées dans les plis couchés typiques de la phase initiale de déformation des roches intensément métamorphisées des zones axiales métamorphiques. Il existe toutefois des exceptions dans quelques localités, et ceci démontre que la variation de style structural des roches entre la zone axiale métamorphique et les roches de couverture est progressive. Au sud-ouest de la faille de Kechika, les plis ont une vergence sud-ouest, et au nord-est ils ont une vergence nord-est (fig. 17-1, en pochette). Quelques plis et failles de chevauchement sont peut-être associés à des décrochements survenus au cours du Mésozoïque tardif et du Cénozoïque.

Au nord-ouest de la rivière Dease, des failles de chevauchement à vergence nord-est sont évidentes; les plis associés sont généralement droits, et les surfaces axiales sont fortement inclinées soit vers le nord-est soit vers le sud-ouest (fig. 17-35). Un grand anticlinal possède une surface axiale bien visible, moyennement inclinée vers le nord-est, mais il est difficile de dire si son asymétrie indique une vergence initiale vers le sud-ouest ou une rotation au-dessus d'une faille de chevauchement à pendage ouest. Au nord-est de la faille de Kechika, la vergence nord-est des plis est très nette. Des strates cambro-ordoviciennes incompétentes montrent un clivage axial aux plis bien développé, souvent moyennement à fortement incliné. Des clivages en éventail apparaissent localement. Des plis isoclinaux, déversés vers le nord-ouest, sont bien exposés dans certains secteurs. Localement, dans des roches autochtones bordant le côté ouest et l'extrémité sud de l'Allochtone de Sylvester, une famille de failles, à vergence ouest, d'une structure en duplex répète les strates compétentes (Harms, 1985; fig. 17-35, K-L).

Au sud-est de la rivière Dease et au sud-ouest de la faille de Kechika, la vergence des plis et le sens du rejet des failles de chevauchement indiquent un transport tectonique vers le sud-ouest. Par endroits, des séquences de strates renversées à faible pendage, constituant la base de nappes de charriage, forment aujourd'hui des klippes (fig. 17-35, E-F). Les failles parallèles aux couches, dont l'emplacement a été déterminé par des différences de compétence entre les formations, sont fréquentes.

Dans le nord de la Colombie-Britannique, le Domaine d'Omineca est limité et segmenté par un réseau anastomosé de failles coulissantes dextres (Gabrielse, 1985). Les zones de failles sont soulignées par une cataclase et une mylonitisation intenses, et généralement, les panneaux entre les failles renferment des plis et failles d'orientation est, au moins partiellement associés à la déformation dextre. Elles sont décrites dans la partie F.

Chaîne Cariboo et hautes terres de Quesnel

L.C. Struik, D.C. Murphy et C.J. Rees

Les sous-terranes de Cariboo et de Barkerville ont été juxtaposés l'un à l'autre par des failles de chevauchement avant la mise en place du terrane sus-jacent de Slide Mountain après le Permien. Le contact est incliné vers l'est, et en admettant que le mouvement soit inverse, il y a cisaillement vers l'ouest. Le passage progressif d'un écoulement ductile, vers l'ouest, dans le sud du sous-terrane de Cariboo aux plis et failles fragiles, généralement subverticaux et en régime légèrement compressif, dans le nord du sous-terrane, suggère l'amenuisement de l'effet de cisaillement simple. Les détails indiquant que des structures à vergence est seraient apparues avant le cisaillement dirigé vers l'ouest laissent supposer que le sous-terrane de Cariboo subissait un fluage relatif vers l'est avant son charriage sur le sous-terrane de Barkerville.

Le cisaillement ductile important qui a eu lieu dans le sous-terrane de Barkerville est le résultat du charriage de la Quesnellie et du terrane de Slide Mountain vers le nord-est et du charriage du sous-terrane de Cariboo vers le sud-ouest. Les charriages dirigés vers l'est ont impliqué la Quesnellie et les cisaillements anciens survenus dans le sous-terrane de Barkerville. Les cisaillements et plis ultérieurs dirigés vers l'ouest ont peut-être résulté de la mise en place du sous-terrane de Cariboo à partir du nord-est (fig. 17-11, coupes J et K, en pochette).

Terrane de Cassiar: sous-terrane de Cariboo

Les roches du sous-terrane de Cariboo constituent dans la Cordillère canadienne l'un des meilleurs exemples d'une progression du style structural qui passe des plis couchés ductiles caractéristiques des zones axiales métamorphiques aux plis droits et fragiles typiques des niveaux structuraux supérieurs (Campbell, 1970, 1973; Murphy, 1987). Charrié vers le sud-ouest sur le sous-terrane de Barkerville, le sous-terrane de Cariboo est caractérisé par des plis d'écoulement qui font progressivement place vers le nord-ouest et vers le sommet de la coupe stratigraphique à des plis ouverts et à des failles fortement à moyennement inclinées (fig. 17-36, 17-37, 17-38).

Une zone ductile, caractérisée par des processus de déformation plastique, est mise en évidence par des plis isoclinaux et dans une moindre mesure par des zones de cisaillement qui déforment la partie inférieure du Groupe de Kaza dans le sud du sous-terrane de Cariboo (fig. 17-38, 17-39). Des plis isoclinaux définissent deux familles coaxiales à vergence opposée; une vergence sud-ouest

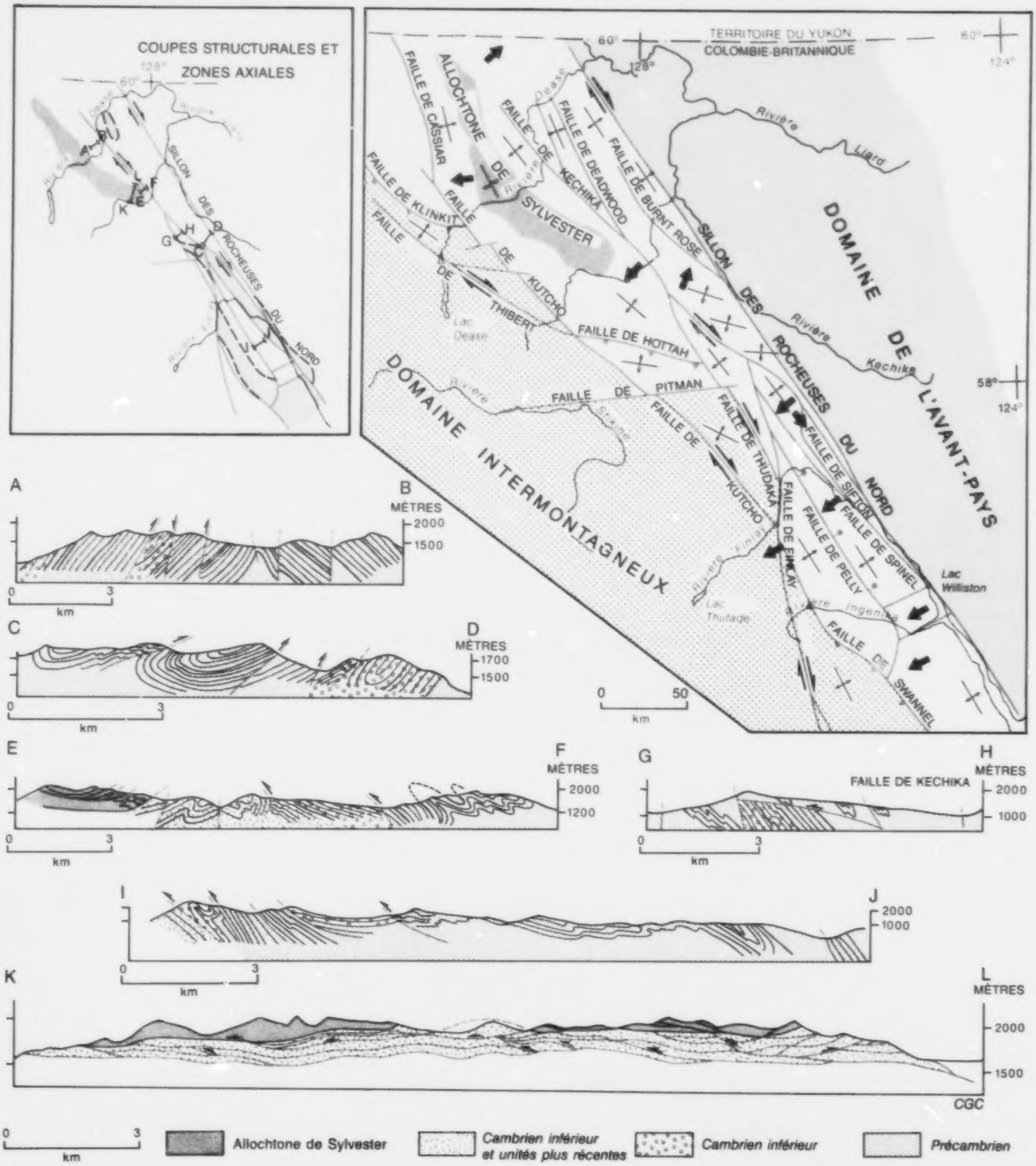


Figure 17-35. Carte de localisation des principaux éléments structuraux des chaînes Cassiar et Omineca. La position des coupes structurales est indiquée dans le carton. Les flèches noires en trait épais indiquent les directions de vergence prédominantes.

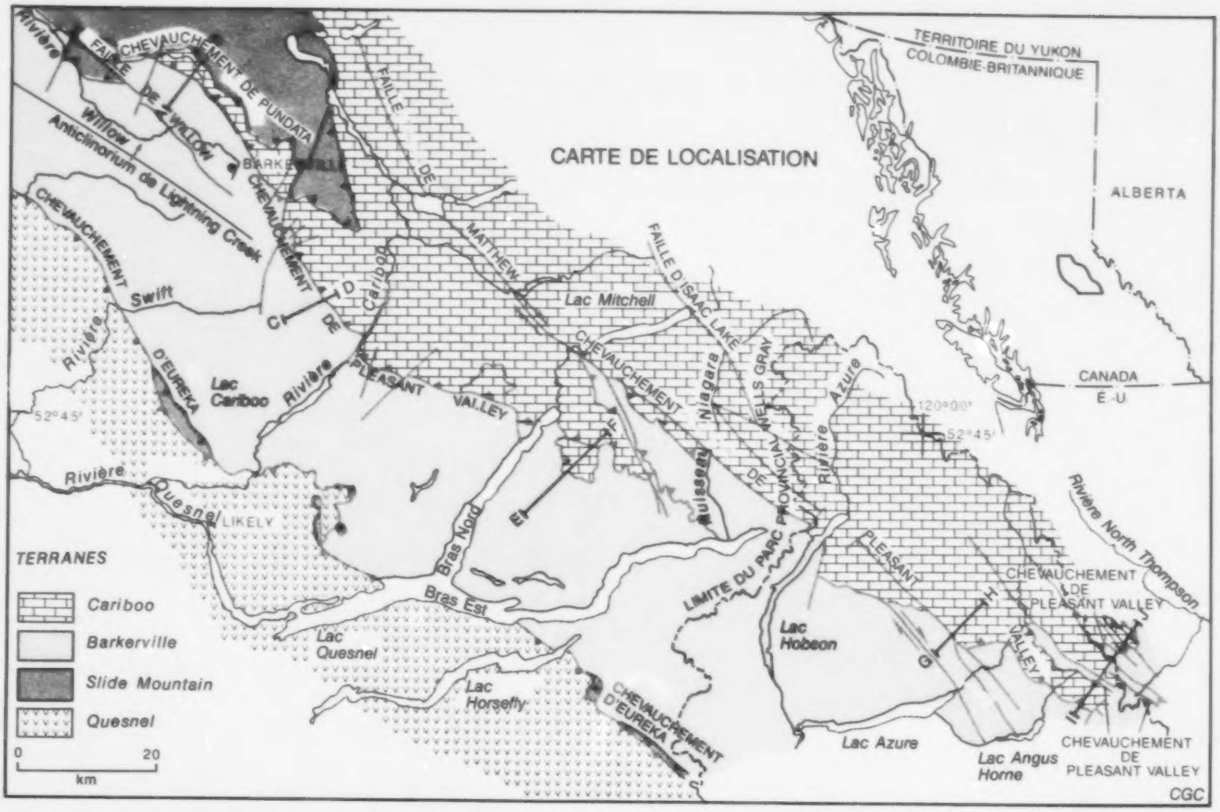


Figure 17-36. Carte de localisation montrant la distribution des terranes et des failles régionales (ainsi que la position des coupes structurales de la figure 17-37) dans la chaîne Cariboo.

superposée à une vergence nord-est. Les plis ont une direction générale nord-ouest, sont couchés à asymétriques, et ont des surfaces axiales faiblement ou moyennement inclinées. Les flancs ont une longueur inférieure à 3 km et généralement inférieure à 1 km. Les minéraux métamorphiques qui correspondent à l'isograde du grenat et à un métamorphisme plus élevé sont surtout postcinématiques, même si localement ils ont parfois subi une déformation partielle pendant la formation des plis isoclinaux à vergence ouest.

Les zones de cisaillement sont parallèles aux strates, ont moins de 3 m d'épaisseur et sont localisées dans une roche finement stratifiée à grain fin dans un ensemble de grès grossier disposé en couches épaisses. Le cisaillement n'a provoqué qu'un faible déplacement et est peut-être postérieur au plissement isoclinal.

Une zone de déformation fragile est marquée par des plis ouverts et par des failles à pendage abrupt qui déforment le Groupe de Cariboo et la partie supérieure du Groupe de Kaza dans le nord du sous-terrane de Cariboo. Les plis ouverts constituent deux familles; les plus anciens sont peut-être du même système que les plis isoclinaux, à vergence ouest, de la zone ductile. Les plis des deux familles ont une direction générale nord-ouest, sont concentriques et ont des surfaces axiales à pendage abrupt dont la plus inclinée se superpose aux plis antérieurs légèrememt asymétriques. Les plis asymétriques du premier ordre ont une longueur d'onde de 4 km et une amplitude de 1,5 km. Les plis qui se superposent aux autres ont une envergure régionale et comprennent l'anticlinorium de Premier et le synclinorium d'Isaac Lake. Les minéraux métamorphiques, chlorite et muscovite, sont postcinématiques par rapport aux plis symétriques à vergence ouest.

Les failles de la zone de déformation fragile recoupent la direction générale nord-ouest des plis ou sont parallèles à celle-ci. Les failles transversales ont généralement un fort pendage et décalent les failles directionnelles. Ces dernières ont un pendage moyen à élevé vers le nord-est et le sud-ouest et sont de type normal ou inverse. Leur rejet selon le pendage est généralement inférieur à 4 km et dans le cas des failles régionales est de l'ordre de 1 km en moyenne.

Dans la zone de transition entre les structures ductiles au sud-est et les structures de déformation fragile au nord-ouest, les caractéristiques de la déformation plastique s'atténuent à mesure que diminue l'intensité du métamorphisme, mais persistent dans les roches de faible viscosité comme les shales. En conséquence, les plis changent de forme, de plis isoclinaux couchés à des plis droits et ouverts, à mesure que diminue la déformation plastique. Les plis deviennent plus fragiles et leurs flancs sont faillés au nord-ouest. Des failles de cisaillement parallèles aux strates

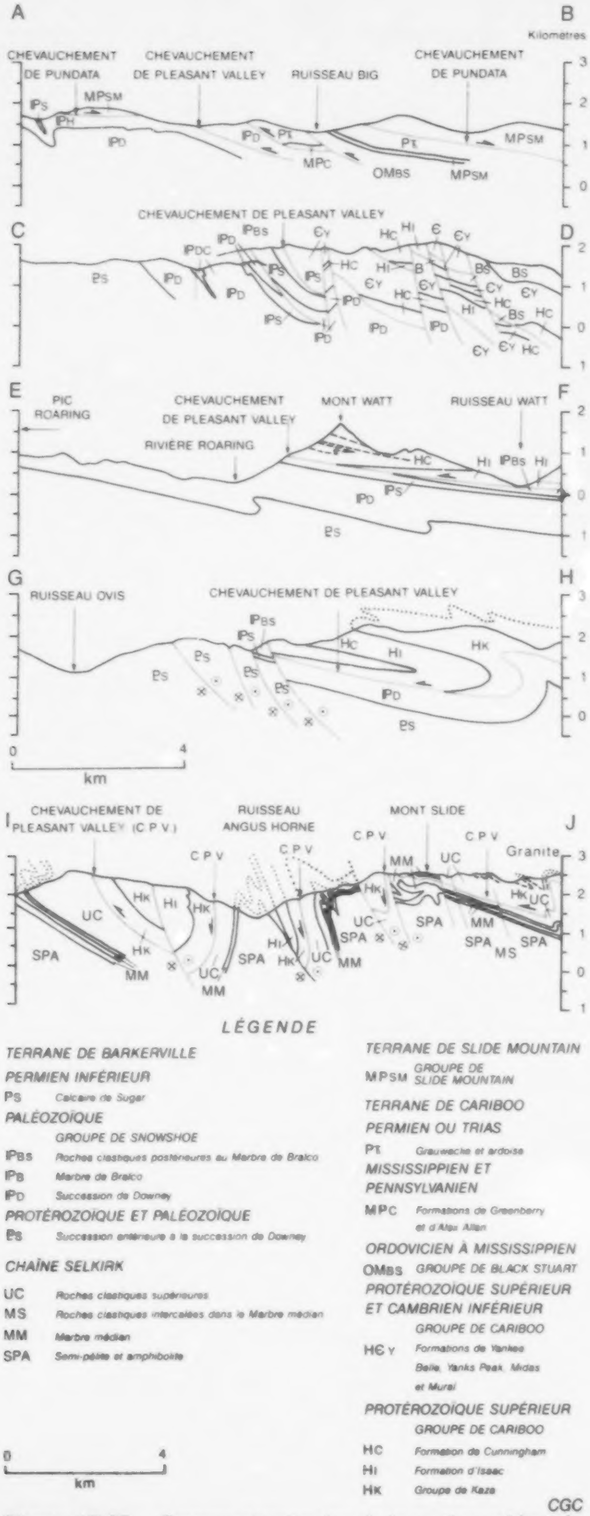


Figure 17-37. Coupes structurales de la partie occidentale de la chaîne Cariboo, montrant le style structural caractérisé par la prédominance de structures à vergence ouest (la position des coupes est indiquée à la figure 17-36).

sont particulièrement fréquentes dans la zone de transition et indiquent peut-être des différences de viscosité dues à des changements de lithologie. Elles sont apparues après les plis isoclinaux et sont donc peut-être associées à une phase ultérieure de plissements dont témoigne l'anticlinorium de Premier.

Des plis, en particulier l'anticlinorium de Premier et le synclinorium d'Isaac Lake et des crénulations de direction générale nord-est, ont modifié les zones de déformation ductile et de déformation fragile de la même manière, donc se sont sans doute superposés à ces zones lorsque les conditions de faible viscosité ont diminué dans la zone ductile. Les conditions de déformation fragile qui ont régné en permanence suggèrent l'existence d'un terrane soulevé et froid.

Terrane de Kootenay: sous-terrane de Barkerville

La déformation plastique qu'indiquent des plis isoclinaux à serrés et des zones de cisaillement, a influencé dans leur ensemble les roches du sous-terrane de Barkerville. La déformation plastique par cisaillement parallèle aux strates est caractéristique, alors que dans le sous-terrane de Cariboo, la déformation plastique a été limitée presque entièrement aux plis. Deux familles ou plus de plis et de clivages connexes se sont formées pendant l'écoulement ductile; des plis à vergence sud-ouest se superposent à une ou deux structures de direction nord-est. Les plis sont de type couché à asymétrique, isoclinal à serré, et leurs surfaces axiales sont faiblement à moyennement inclinées. En général, leur amplitude et leur longueur d'onde atteignent quelques kilomètres au plus, et dans le cas des plis secondaires plus communs, les amplitudes et les longueurs d'onde se situent entre 10 et 50 m. Les plis à vergence sud-ouest plongent surtout vers le nord-ouest, parfois vers le sud-est. Cependant, des plis plus anciens, à vergence nord-est, ont un plongement plus variable. La variabilité du plongement est sans doute causée par des différences dans les vitesses de fluage à l'intérieur de la masse rocheuse, comme en témoignent les orientations désordonnées des plis de même type dans un affleurement donné. Les anciens plis sont coaxiaux des plis plus récents, comme l'indiquent l'absence de figures d'interférence et le fait que les axes des plis anciens ne définissent pas un grand cercle sur un canevas de Schmidt (les plis tardifs étant des plis semblables).

Un cisaillement indiqué par des roches cataclastiques a eu lieu sur la limite ouest de l'Amphibolite de Crooked, qui fait partie du terrane de Slide Mountain, et près de l'amphibolite d'Island Mountain, qui fait partie du sous-terrane de Barkerville. La mylonite située à la limite de ces roches passe progressivement, en descendant la coupe structurale, à une roche quartzeuse plus ou moins cataclastique sur une distance en général inférieure à 500 m. En majeure partie, le terrane comporte des zones de cisaillement qui ont engendré des plis sans racines, dérangé le rubanement et produit un clivage sigmoïdal enveloppant des lentilles oeillées qui constituaient autrefois un rubanement continu. Dans le faciès des amphibolites, le cisaillement est surtout indiqué par la présence d'une roche quartzeuse finement et uniformément cristalline, disposée en minces couches régulières. Le cisaillement s'est poursuivi pendant toute la déformation, de façon

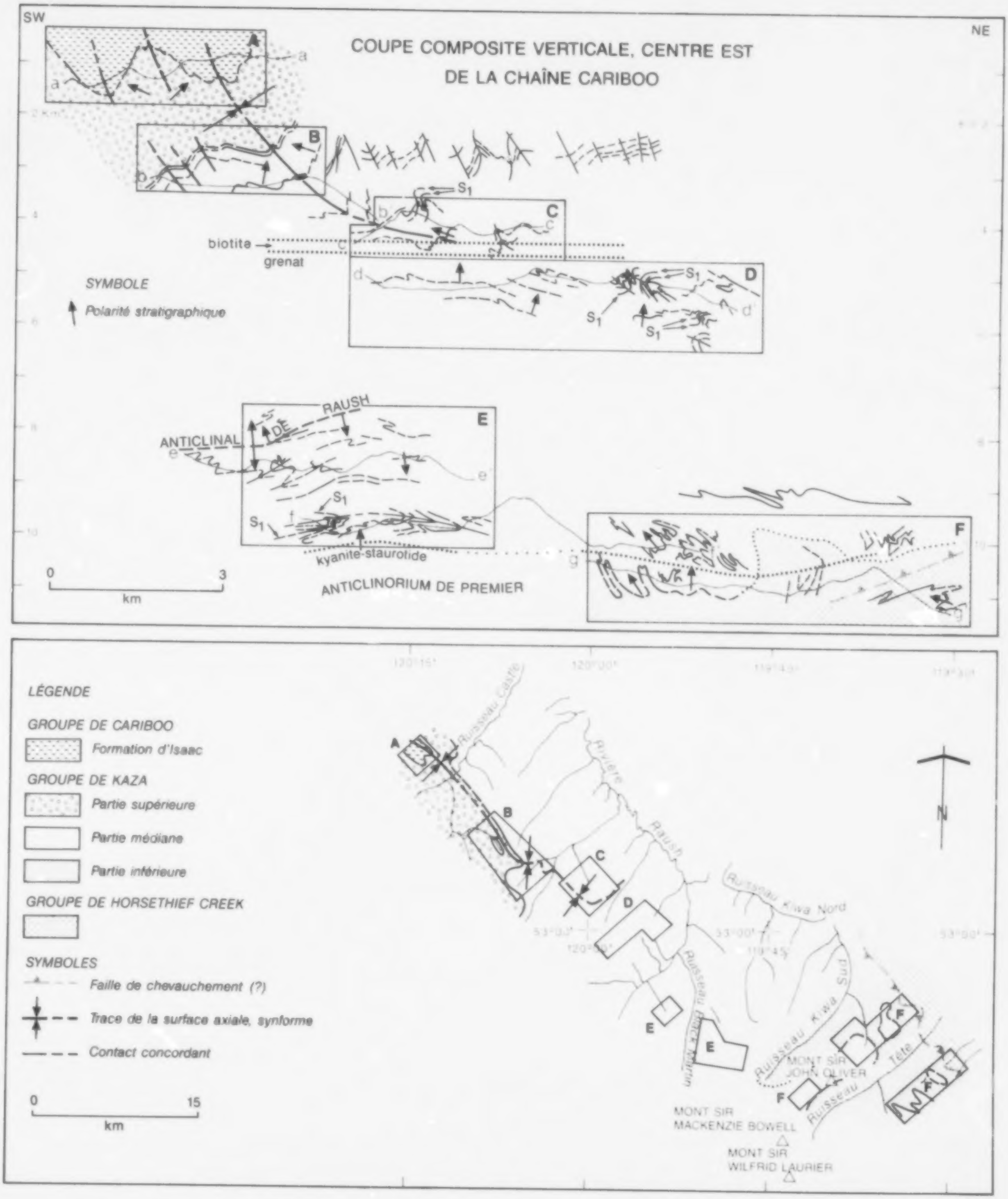


Figure 17-38. Coupe structurale de la partie centrale de la chaîne Cariboo, montrant des structures ductiles en plis couchés dans des roches fortement métamorphisées, situées à un niveau structural inférieur, faisant progressivement place à des plis droits dans des roches faiblement métamorphisées, situées à un niveau structural supérieur (d'après Murphy, 1987).

continue ou sporadique, comme le montrent la perturbation des structures récentes telles que les filons de quartz, et la présence de plis et de minéraux métamorphiques en surimpression sur les structures de cisaillement.

Les plis et failles caractéristiques de déformation fragile se superposent aux structures ductiles dans l'ensemble du terrane. Des plis ouverts à clivage vertical, des crénulations, des kinks et des failles postmétamorphiques constituent les structures fragiles semblables à celles du régime de déformation fragile du sous-terrane de Cariboo. Une famille de plis ouverts ont un clivage axial à pendage moyen à abrupt, et constituent à l'échelle régionale des anticlinoriums et des synclinoriums ouverts, postérieurs à la cristallisation des minéraux métamorphiques. Un exemple en est l'anticlinorium de Lightning Creek.

Les failles de la zone fragile sont peu profondes et fortement inclinées; les failles les plus anciennes sont parallèles à la direction régionale des plis (nord-ouest), et les failles plus récentes les recoupent. Les rares failles directionnelles ont généralement un pendage moyen à abrupt, et sont normales ou inverses. Les failles faiblement inclinées correspondent principalement à des glissements postmétamorphiques liés aux processus de distension, probablement du Tertiaire. Le chevauchement postmétamorphique à vergence est, survenu près du lac Cariboo, constitue une exception. Les failles transversales sont associées à un décrochement dextre ou à la distension survenue au Tertiaire. Les failles associées à une distension sont fréquentes au sud du bras nord du lac Quesnel, où elles sont légèrement inclinées vers le sud-est et sont invariablement de type normal. Les plis, les crénulations et les kinks sont parallèles aux failles de distension dans cette région et leur sont sans doute apparentés. Ils représentent peut-être l'équivalent des crénulations de direction générale nord-est du sous-terrane de Cariboo.

Protocontinent nord-américain et terrane de Kootenay

Nord-est de la chaîne Columbia

P.S. Simony

Dans le protocontinent nord-américain, les strates du nord de la chaîne Columbia (fig. 17-30) montrent une vaste gamme de styles structuraux. Puisqu'elles plongent légèrement vers l'ouest-nord-ouest dans la chaîne Cariboo et régionalement vers le sud-est dans la chaîne Selkirk et dans la partie nord de l'anticlinorium de Purcell, les structures sont visibles dans une coupe de la croûte jusqu'à plus de 15 km de profondeur. Une vaste gamme de lithologies est présente, allant du marbre et des schistes pélitiques au quartzite, au conglomérat et au gneiss; les structures constituent plusieurs familles superposées. Le niveau stratigraphique le plus bas et les structures les plus profondes apparaissent dans une culmination structurale du nord de la chaîne Monashee (Gneiss de Malton).

Dans la partie ouest de la région, de grandes nappes de la première phase de déformation à vergence sud-ouest ont été replissées par deux familles de plis tardifs. Les gneiss du socle (Gneiss de Malton) sont impliqués dans les phases précoces et tardives de plissement et chevauchement. De grands plis en éventail et les éventails de schistosité associés sont apparus durant la deuxième phase, de sorte que les zones à vergence sud-ouest alternent avec les zones à vergence nord-est. En général, la vergence sud-ouest est prédominante du côté sud-ouest de la région. Les grandes nappes plis-couchés à vergence sud-ouest de la première phase se sont formées au tout début du métamorphisme. Les plis de la deuxième phase sont contemporains de l'apogée du métamorphisme et datent peut-être du Jurassique moyen à tardif, tandis que les plis de la troisième phase, recoupés par la faille de chevauchement de Purcell qui est antérieure au Crétacé moyen, datent sans doute du Crétacé précoce. Des failles normales et des failles à rejet oblique, probablement associées à une distension survenue au cours de l'Éocène, découpent la région en plusieurs blocs, et ont partiellement déterminé l'emplacement des grandes vallées telles que le sillon des Rocheuses du Sud.

Nappes de la première phase

Le meilleur exemple de grandes nappes plis-couchés à vergence sud-ouest est la nappe de Scripp dont l'amplitude dépasse celle de tous les plis connus de la Cordillère canadienne (fig. 17-30, 17-40; Raeside et Simony, 1983; Simony et al., 1980). Son flanc inversé a environ 50 km de long comme le souligne un horizon de marbre à l'intérieur du Supergroupe de Windermere. Cette nappe représente ainsi un pli couché de grande amplitude et de courte (environ 5 km) longueur d'onde, dont les flancs ont dû subir un important étirement, et la région axiale un fort aplatissement au cours d'une intense déformation ductile. Pendant la déformation, le métamorphisme n'a apparemment pas dépassé l'isograde du grenat.

Près de Mica Creek dans le nord de la chaîne Selkirk, des structures mésoscopiques et les fabriques associées à la nappe de Scripp de la première phase, n'ont pu être que localement identifiées, à cause de la forte surimpression de la deuxième phase de plissement. Au nord-ouest, à un niveau structural plus élevé dans la chaîne Cariboo, les plis mésoscopiques de la première phase et la schistosité ancienne sont plus faciles à reconnaître. Des plis parasites situés dans une nappe de la première phase sus-jacente à la nappe de Scripp, ayant à peu près un kilomètre d'envergure, sont mis en évidence par un marbre du Supergroupe de Windermere (fig. 17-41). À cet endroit, des plis majeurs et mésoscopiques, ainsi que la schistosité associée à la première phase, disparaissent vers le sommet dans les unités supérieures de la séquence du Protérozoïque supérieur (Pell et Simony, 1982, 1984). Le gneiss du socle, qui affleure dans le chaînon Malton à l'extrémité nord de la chaîne Monashee, a aussi été impliqué dans de grands plissements à vergence sud-ouest de la première phase de déformation (Morrison, 1980, 1982). Aucun pli de la première première phase n'a été reconnu à l'est d'une zone de failles de chevauchement marquant le flanc nord-est des chaînes Selkirk et Monashee; toutes ces relations indiquent que les nappes de la première phase sont confinées aux parties les plus profondes de la zone axiale métamorphique.

Plis et failles de chevauchement de la deuxième phase

Les plis et failles de chevauchement connexes de la deuxième phase, approximativement contemporains de l'apogée du métamorphisme régional, sont particulièrement répandus dans la région. Ceux présents au toit de la

Figure 17-39. Vue dans une direction ouest, de couches carbonatées et quartzitiques déformées en plis isoclinaux au sein des gneiss à sillimanite dans la partie sud de la chaîne Cariboo. Le style de plissement est caractéristique des phases anciennes de plissement des roches métamorphiques généralement incluses dans le Complexe métamorphique de Shuswap. (Photo: R.B. Campbell). GSC 205371

faille de chevauchement de Purcell ont une vergence nord-est, mais plus au sud-ouest, contiennent des éventails de schistosité dans la chaîne Cariboo (fig. 17-41; Campbell, 1968) et dans la chaîne Selkirk (fig. 17-1, coupe L, en pochette; Wheeler, 1963). À l'ouest de la zone d'éventails, les structures de la deuxième phase ont une vergence sud-ouest (Brown et Read, 1983).

Les plis de la deuxième phase ont un style structural variable selon la profondeur et selon l'intensité du métamorphisme. Près de Mica Creek, dans le nord de la chaîne Selkirk, des strates du faciès des amphibolites supérieur ont été ensevelies à 12 km de plus que les roches du faciès des schistes verts près des sources de la rivière North Thompson dans la chaîne Cariboo. Dans la chaîne Selkirk, les plis de la deuxième phase sont serrés à presque isoclinaux, et ont une amplitude de 4 à 6 km et une longueur d'onde de 2 à 4 km (fig. 17-40). Une schistosité fortement développée est axiale à ces plis (Raeside et Simony, 1983), et tous les éléments des fabriques antérieures sont en grande partie effacés. En suivant tous les plis de la deuxième phase jusqu'à des niveaux structuraux plus élevés, on note qu'ils deviennent plus ouverts, que leur amplitude diminue et que leur charnière s'arrondit. Leur schistosité axiale passe progressivement à un clivage de crénulation lorsqu'elle se superpose à une schistosité antérieure. Si cette dernière est absente, la schistosité de la deuxième phase passe alors à un clivage ardoisier. De larges plis droits se sont formés en même temps que des plis arrondis, des plis en chevrons et des bandes froissées (kink bands), dans les formations compétentes et bien stratifiées (fig. 17-41; Pell et Simony, 1982).

Il est également possible de suivre les plis de la deuxième phase vers le sud à partir du nord de la chaîne Monashee, sur le flanc oriental de la chaîne Selkirk et dans le nord de la chaîne Purcell près de Golden. Les faciès protérozoïques et paléozoïques typiques de la chaîne Selkirk ont été entraînés vers le nord-est par des failles de chevauchement telles que la faille de chevauchement d'Esplanade (fig. 17-42) qui rejoint peut-être en profondeur le décollement de Monashee. La faille de chevauchement d'Esplanade a été déformée par des plis serrés pendant le métamorphisme et avant l'apogée de ce métamorphisme. Par conséquent, les plis serrés sont interprétés comme des plis de la deuxième phase et la faille de chevauchement comme une structure du début de la deuxième phase. Les structures de la première phase se limitent à la région située à l'ouest et structuralement au-dessus de la faille de chevauchement d'Esplanade.

La faille de chevauchement d'Esplanade déformée par des plis serrés et les trains de plis et de surfaces de charriage plissées ou non plissées qui constituent le nord de la chaîne Purcell marquent la transition entre la zone axiale métamorphique à déformation ductile dominée par des plissements et le Domaine de l'avant-pays moins ductile, dominé par des failles de chevauchement. Ni le sillon des Rocheuses du Nord, ni la faille de chevauchement de Purcell ne constituent une frontière sud-ouest avec le Domaine de l'avant-pays.

Dans le nord de la chaîne Purcell, le métamorphisme a été du faciès des schistes verts au cours de la déformation correspondant à la deuxième phase, qui à cet endroit était la phase initiale, et a engendré un clivage ardoisier pénétratif dans les roches argileuses. La puissance des strates, les structures régionales et les associations métamorphiques suggèrent que les roches ont été enfouies jusqu'à 10-12 km de profondeur (Simony et Wind, 1970). Le style structural à grande échelle est dominé par des plis par flexion et des failles de chevauchement, surtout dans le quartzite du Cambrien inférieur qui atteint 1 000 m d'épaisseur, mais une partie de ces plis, y compris les failles de chevauchement, sont très serrés (fig. 17-43), ce qui implique un aplatissement important.

Le complexe de nappes de charriage qui constitue la portion nord-est de la chaîne Purcell au toit de la faille de chevauchement de Purcell, à l'ouest de Golden, forme une lentille limitée sur ses côtés ouest et supérieur par une faille de chevauchement que rejoignent des surfaces de chevauchement inférieures. Cette structure est appelée Duplex de Dogtooth (fig. 17-44), et s'est formée là où une grande faille de chevauchement est montée d'une surface de décollement présente dans les strates du Supergroupe de Windermere jusqu'à une autre surface de décollement sus-jacente au quartzite du Cambrien inférieur. La faille de chevauchement de Purcell ne constitue pas le mur du duplex, mais a plus tard tronqué ce duplex et élevé sa partie ouest plus profonde jusqu'au niveau d'érosion actuel.

De petits plis serrés synmétamorphiques, ainsi que la schistosité et le clivage pénétratifs associés que l'on observe sur le flanc ouest des Rocheuses se laissent corréler avec les plis de la deuxième phase à l'ouest du sillon des Rocheuses. Plusieurs failles de chevauchement, qui recoupent les strates avec une faible inclinaison et sont déformées par des structures tardives, sont aussi considérées comme faisant partie de la deuxième phase. Ces structures ne s'étendent pas vers l'est au-delà du flanc sud-ouest des Rocheuses.

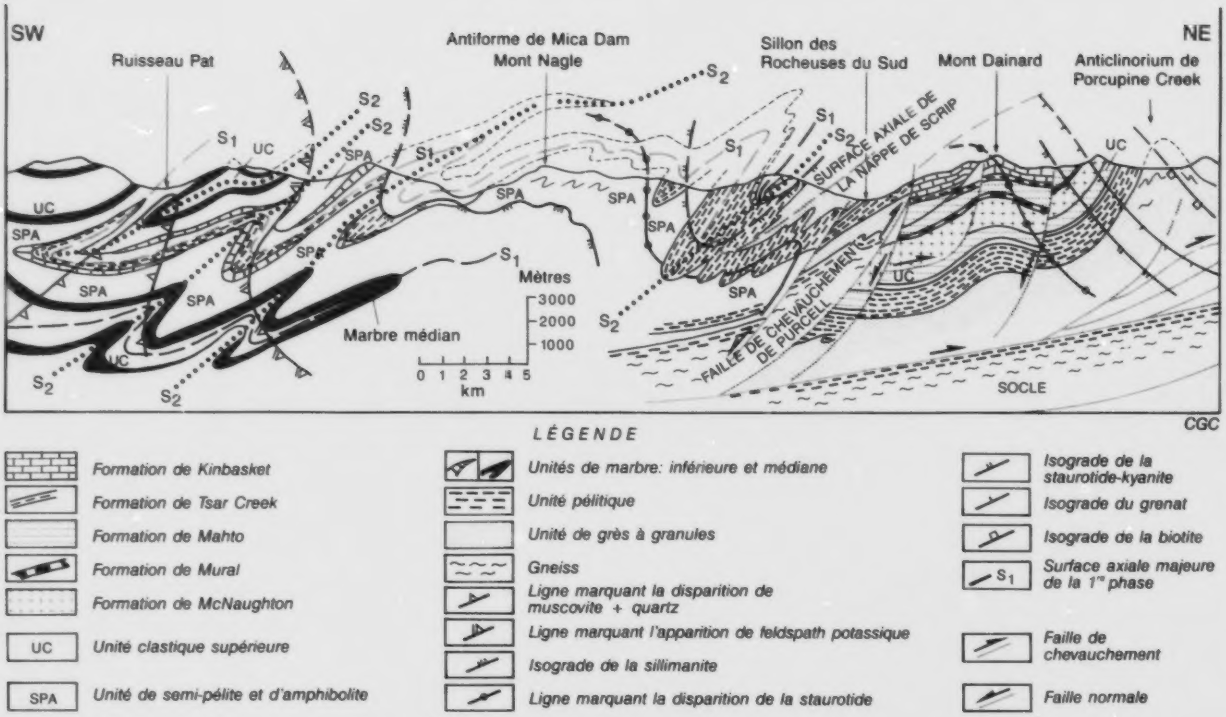


Figure 17-40. Coupe structurale d'orientation SW-NE, s'étendant de la partie nord de la chaîne Selkirk jusqu'à la partie ouest des Rocheuses et montrant, à l'intérieur de la nappe de Scrip, des structures à vergence ouest de la première phase de plissement qui ont été reprises par des plis de la deuxième et de la troisième phase de plissement. La nappe a été transportée le long de la faille de chevauchement de Purcell et mise en place sur les roches de l'anticlinorium de Porcupine Creek qui présentent des structures beaucoup plus simples. La position de la coupe est indiquée à la figure 17-30.

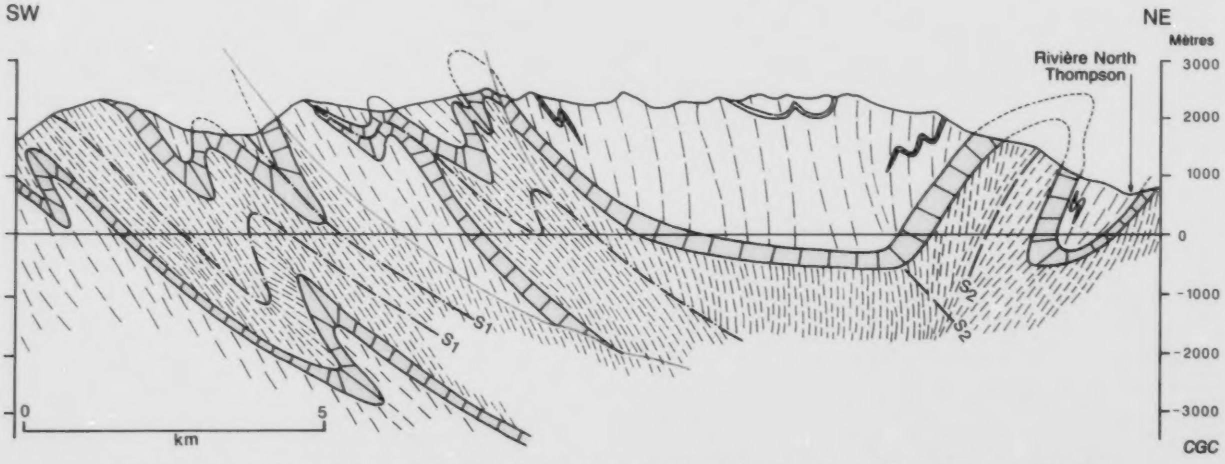


Figure 17-41. Style des plis de la première et de la deuxième phase mis en évidence par le marbre de Windermere (en rose), au-dessus de la nappe de Scrip, près de la source de la rivière North Thompson, dans la chaîne Cariboo. La position de la coupe est indiquée à la figure 17-30.

Plis et failles de chevauchement de la troisième phase

Dans le nord de la chaîne Selkirk et dans le nord-est de la chaîne Monashee, de grands plis ouverts à vergence nord-est tels que l'antiforme de Mica Dam (fig. 17-40; Spang et al., 1980) sont de toute évidence postmétamorphiques et replissent les structures de la deuxième phase. Ces plis de la troisième phase ont généralement des charnières larges et arrondies; le rapport de leur amplitude à leur longueur d'onde est généralement plus faible que celui caractérisant les plis typiques des première et deuxième phases. Toutefois, leur style de plissement est très variable; des plis en chevrons passent à des plis isopaques, puis à des plis semblables, comme le montrent des plis parasites présents au coeur de l'antiforme de Mica Dam dans le nord de la chaîne Selkirk. Les plis mésoscopiques et le clivage de crénulation sont répandus, mais les grands plis cartographiques de la troisième phase sont virtuellement limités au nord-est de la chaîne Selkirk.

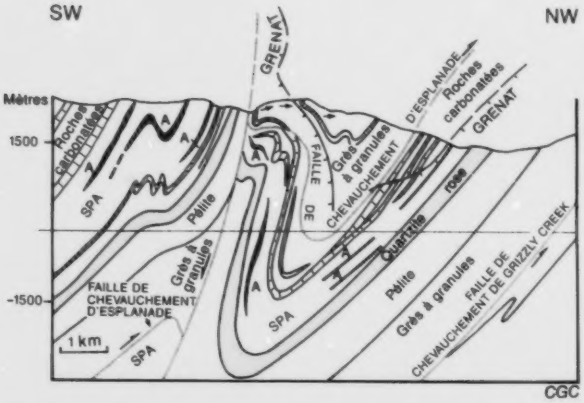


Figure 17-42. Coupe structurale du chaînon Esplanade, dans l'est de la chaîne Selkirk, illustrant la relation qui existe entre l'isograde du grenat et la faille de chevauchement plissée d'Esplanade. Les «briques» représentent les bandes de marbre de la division du carbonate; SPA est une unité de semi-pélite et d'amphibolite; A indique les épaisses nappes d'amphibolite présentes dans l'unité SPA.

Conséquences

Il est possible de décrire une gradation complète des styles et des associations de structures, de la zone axiale métamorphique du Domaine d'Omineca jusqu'au Domaine de l'avant-pays. On ne reconnaît aucune frontière structurale ou métamorphique qui compartimente ces domaines, mais l'on a identifié une séquence de déformation les reliant l'un à l'autre (Simony et al., 1980; Brown et Read, 1983). Cette séquence concorde avec la progression d'ouest en est des chevauchements dans l'est des Rocheuses. La configuration, représentée sur la Carte des assemblages tectoniques (carte 1712A, en pochette), de la limite orientale entre les terranes accrétés et les terranes obductés indique que la masse obductée a recouvert une grande partie de la zone axiale métamorphique sous forme d'un prisme qui s'amincit vers l'est et représente une surcharge de peut-être 2-4 kb (2-4 × 10^5 kPa). Ce détail et également la grande épaisseur des strates miogéoclinales du Protérozoïque et du Paléozoïque et leur répétition causée par des structures anciennes, pourraient expliquer la

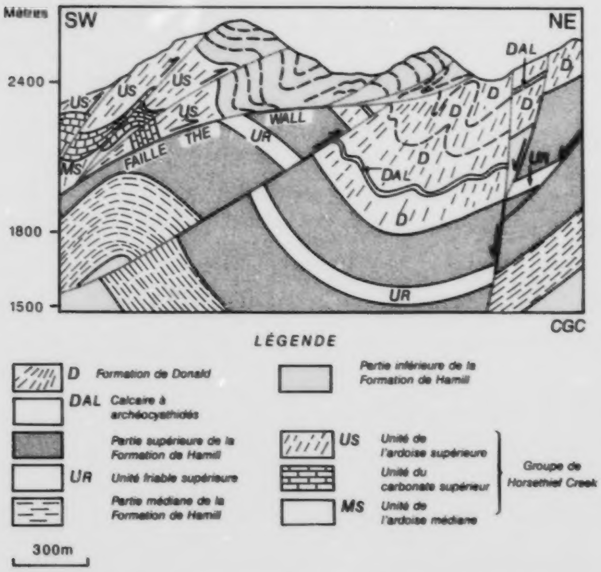


Figure 17-43. Structures typiques à vergence est présentes dans le chaînon Dogtooth, dans le nord de la chaîne Purcell.

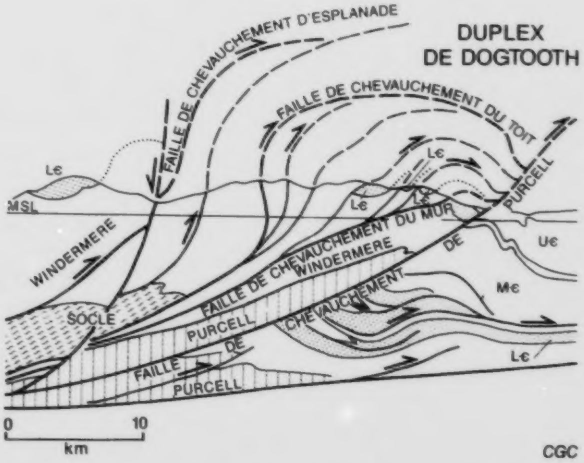


Figure 17-44. Coupe structurale de la partie nord-ouest du chaînon Dogtooth, du flanc oriental de la chaîne Selkirk au sillon des Rocheuses du Sud. L'empilement de nappes à vergence est du duplex de Dogtooth est recoupé par la faille de chevauchement de Purcell. La succession stratigraphique comprend des strates du Protérozoïque (supergroupes de Purcell et de Windermere) et des strates du Cambrien (LC, MC, UC). La position de la coupe est indiquée à la figure 17-30.

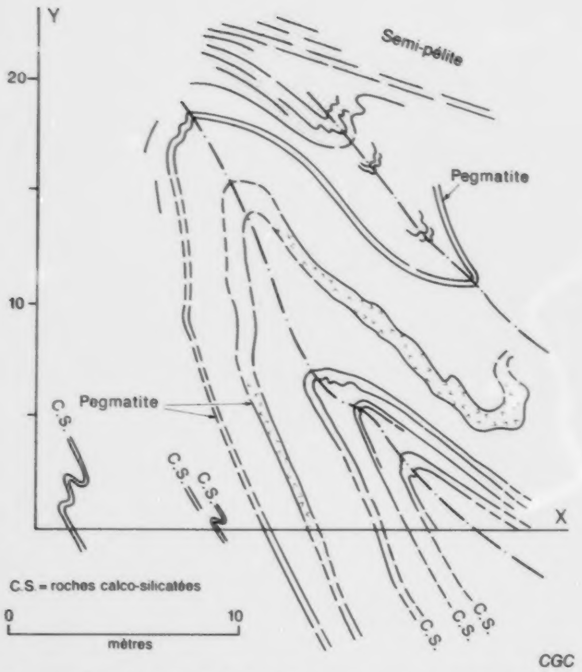


Figure 17-45. Plis de la troisième phase, vue de l'antiforme de Mica Dam, dans une direction sud-est.

grande ductilité des roches, ainsi que les pressions élevées qu'indiquent les études géobarométriques (Ghent et al., 1982).

Allochtone de Selkirk

R.L. Brown, J.M. Journeay et L.S. Lane

L'Allochtone de Selkirk, qui enveloppe le Complexe de Monashee et s'étend à l'est jusqu'au sillon des Rocheuses du Sud (fig. 17-30, 17-46A) est une nappe de charriage composite d'environ 25 km d'épaisseur qui inclut des strates du terrane de Kootenay et du protocontinent nord-américain. Les structures les plus anciennes qui soient identifiées sont des plis isoclinaux couchés présents dans l'arc de Kootenay. Ces structures sont antérieures à une discordance érosionnelle d'âge dévono-mississippien (Read et Wheeler, 1976) et sont actuellement déversées vers l'ouest. Initialement, elles auraient été des structures à vergence est ayant été déformées en un pli en retour au cours de phases plus récentes de déformation au Mésozoïque (Høy, 1979). Des plis isoclinaux à vergence est et de dimensions équivalentes, mais d'âge incertain, ont été reconnus dans le centre et le nord de la chaîne Selkirk. Au moins quelques-unes des structures ont été engendrées par un cisaillement simple associé à l'imbrication d'écailles tectoniques, à l'intérieur de l'Allochtone de Selkirk, au cours du Jurassique précoce (Brown et Read, 1983).

À tous les niveaux structuraux de l'Allochtone de Selkirk, les plis isoclinaux anciens ont été à nouveau déformés par des plis prémétamorphiques à synmétamorphiques à vergence est et ouest. Ces structures sont de plus en plus déversées et amincies en profondeur (Brown, 1978; Read et Brown, 1981; Murphy, 1987), et définissent une structure en éventail dont l'axe se situe sur la marge est de l'Allochtone de Selkirk (Wheeler, 1963; Franzen, 1972; Brown et Tippett, 1978; Perkins, 1983; fig. 17-46B, C). Les plis à vergence ouest sont de loin l'élément structural prédominant de l'allochtone. Ils se sont exclusivement formés dans la plaque supérieure du décollement de Monashee, et témoignent d'un épisode où il y a eu formation de plis en retour et un épaississement crustal, épisode qui précède le décollement et le déplacement vers l'est de l'Allochtone de Selkirk (Brown et Read, 1983; Brown et al., 1986; Murphy, 1987).

La présence sur une grande étendue de plis tardimétamorphiques ou postmétamorphiques à vergence est dans les plaque supérieure et inférieure du décollement de Monashee suggère que l'Allochtone de Selkirk et le Complexe de Monashee sous-jacent ont peut-être subi des épisodes similaires de cisaillement simple au cours de la phase de soulèvement et de télescopage vers l'est, au Mésozoïque-Cénozoïque précoce, dans le sud du Domaine d'Omineca.

À l'intérieur de l'allochtone, les isogrades du métamorphisme régional ont sans doute une géométrie antérieure à la phase de plissement et caractérisée par une série de culminations thermiques de plongement nord (maximum de Kootenay Lake, Høy, 1976; maximum de Kuskanax-Clachnacudainn, Wheeler, 1965; Leatherbarrow, 1981) dans l'arc de Kootenay, ainsi que dans l'axe de la chaîne Monashee (Complexe de Shuswap, Wheeler, 1965; Reesor et Moore, 1971). Ces isogrades sont tronquées obliquement à la base de l'Allochtone de Selkirk par le décollement de Monashee, et à des niveaux structuraux plus élevés par la faille de chevauchement de Purcell, qui présente un rejet apparent selon le pendage, postérieur au métamorphisme, estimé à environ 7 km. Le rejet net de cette faille est sans doute beaucoup plus important et dépend non seulement du pendage de la faille en subsurface, mais aussi de l'importance du jeu de la faille avant la période de refroidissement rapide (trempe) responsable des isogrades de haute pression au cours du Jurassique moyen. La juxtaposition actuelle des segments fortement et faiblement métamorphisés de l'Allochtone de Selkirk est apparemment le résultat de la dénudation tectonique et de la formation de blocs faillés à pendage abrupt, processus associés au soulèvement et au bombement du Complexe de Monashee et à l'amincissement ultérieur de la lithosphère supérieure au cours du Cénozoïque précoce.

Arc de Kootenay

J.T. Fyles et T. Høy

L'arc de Kootenay est une zone structurale arquée de direction générale nord caractérisée par une intense déformation polyphasée et localement par un métamorphisme régional de forte intensité. Il part des abords de Revelstoke sur la Transcanadienne, longe au sud-est et au sud la vallée de Lardeau et le lac Kootenay, et se continue au sud et au sud-ouest en traversant Salmo puis aboutit dans le nord de l'État de Washington (fig. 17-30). Les batholites et stocks syncinématiques et post-tectoniques sont en évidence dans tout l'arc de Kootenay. Le rebord oriental de l'arc fusionne avec l'anticlinorium de Purcell, vaste structure de plongement nord présente dans des roches précambriennes moins intensément déformées. Le rebord

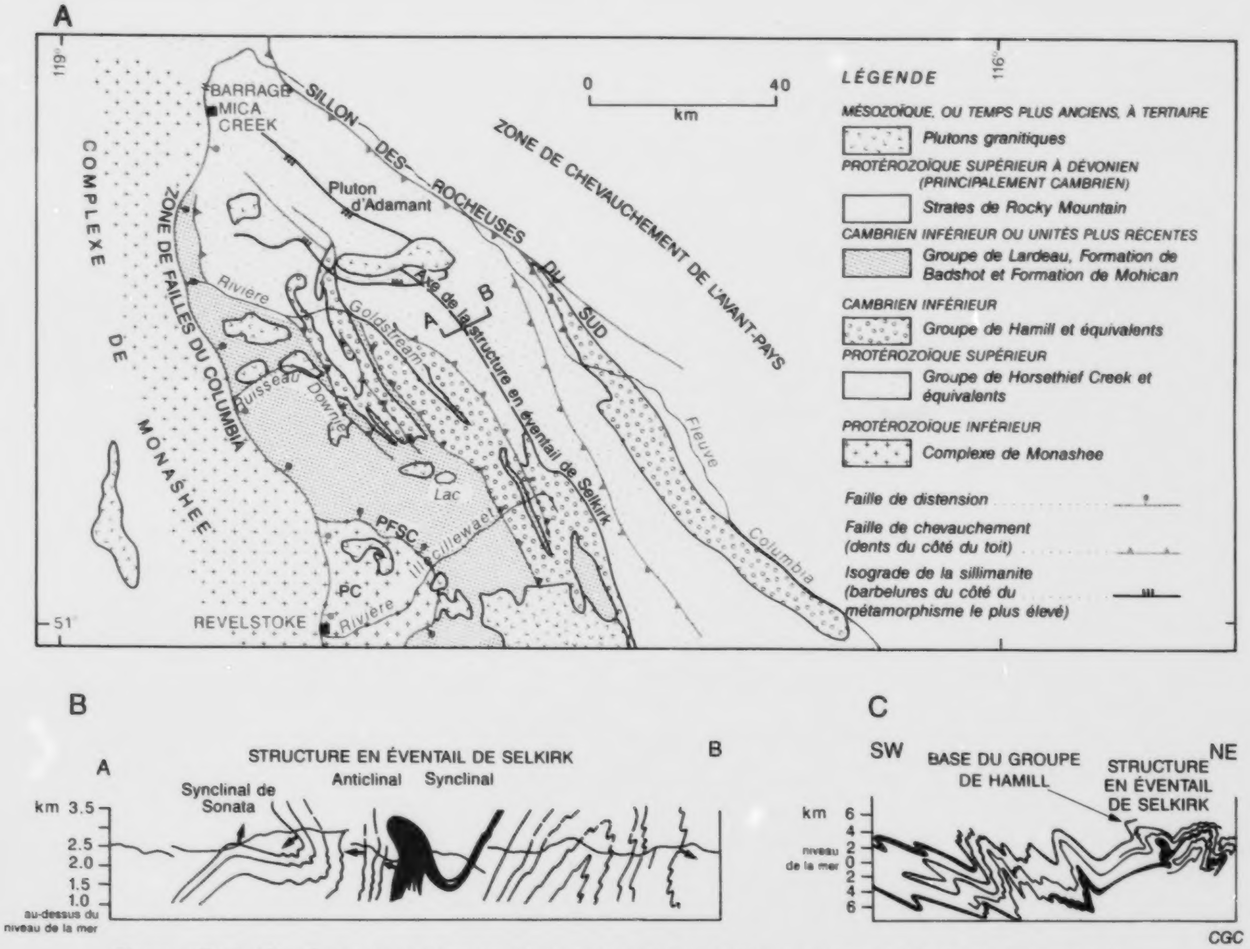


Figure 17-46. (A) Carte de localisation illustrant la géologie générale et les principales structures de la partie nord de la chaîne Selkirk. PC-promontoire de Clachnacudainn, PFSC-pli-faille de Standfast Creek. **(B)** Coupe structurale détaillée de la structure en éventail de Selkirk. D'après Brown et Tippet (1978). **(C)** Représentation schématique des styles structuraux de la partie nord de la chaîne Selkirk. D'après Brown et Tippet (1978).

occidental de cette structure est défini par la zone de failles du Columbia au nord, par les marges des batholites de Nelson et de Kuskanax au centre, et par des roches volcaniques du Mésozoïque au sud. Dans la région située entre les batholites de Nelson et de Kuskanax, les structures de direction générale nord-ouest ont aussi été étudiées, parce qu'elles fournissent une information essentielle sur la chronologie des événements structuraux survenus dans l'arc de Kootenay.

Les structures (fig. 17-47) sont observées dans des strates appartenant partiellement au protocontinent nord-américain et partiellement au terrane de Kootenay. Le premier renferme le quartzite du Groupe de Hamill et de la Formation de Quartzite Range, le carbonate distinctif du Cambrien inférieur (calcaire de Badshot et Reeves) et la portion pélitique inférieure du Groupe de Lardeau sus-jacent. Le second renferme une argilite siliceuse, un chert, des roches volcaniques mafiques et le grès à granules de la partie supérieure du Groupe de Lardeau et, reposant au-dessus en discordance, le Groupe de Milford du Mississippien supérieur-Pennsylvanien inférieur. Il comprend un calcaire, un siltstone, un grès, un chert, un conglomérat et des roches volcaniques mafiques.

En général, les plis les plus anciens de l'arc sont serrés à isoclinaux, leur plan axial accuse une direction générale parallèle à l'arc, et leur pendage est subvertical à couché selon la déformation ultérieure qu'ils ont subie. Ces plis comprennent à la fois les structures de la première phase et de la deuxième phase et culminent dans la partie centrale de l'arc le long du lac Kootenay. Les plis de la troisième phase présentent aussi une faible plongée approximativement coaxiale des plis antérieurs et ont en général une vergence ouest et des plans axiaux à pendage ouest. Une quatrième phase de plissement est apparente sous forme de crénulations locales ou de vastes gauchissements dans la direction régionale des éléments structuraux, et dont l'orientation semble liée à la courbure de l'arc.

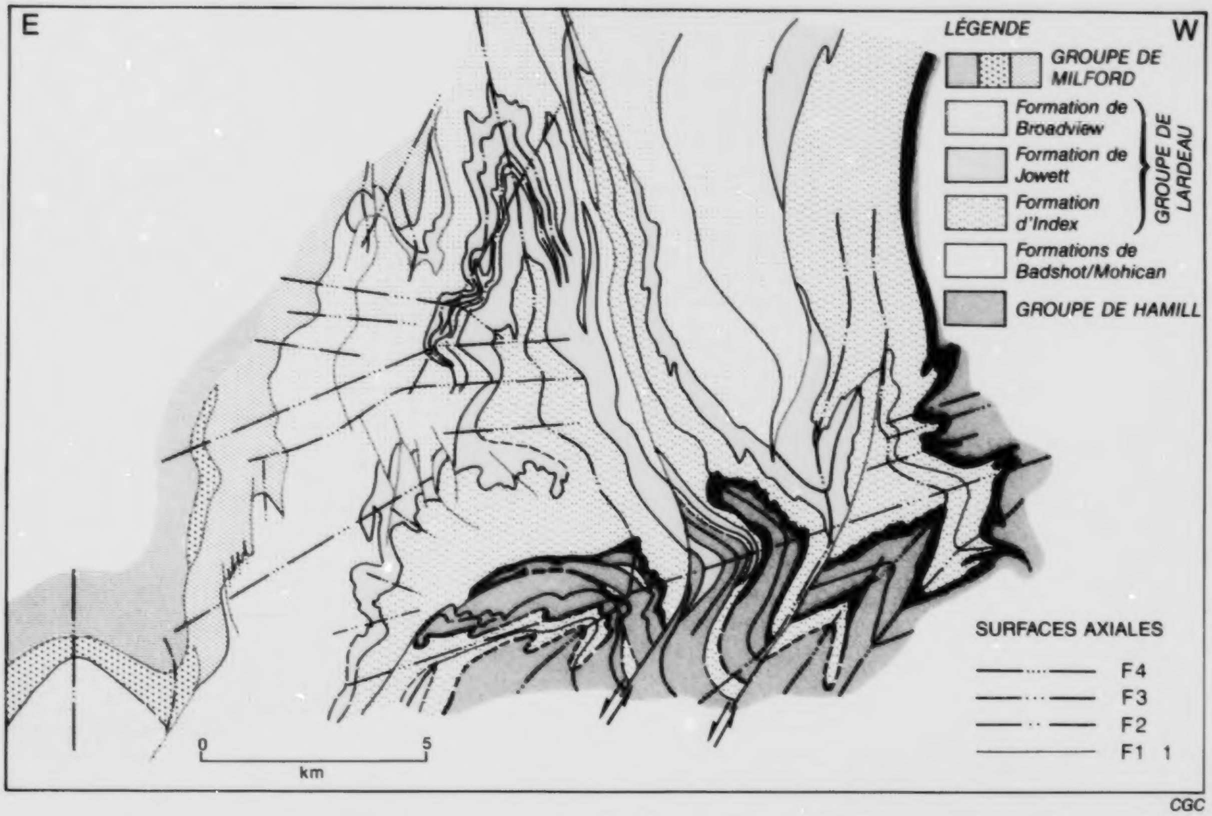


Figure 17-47. Coupe tectonique composite du centre nord de l'arc de Kootenay, montrant quatre phases de déformation (F1-F4). D'après Fyles (1964), Fyles et Eastwood (1962), Klepacki et Wheeler (1985) et Read (1973).

Les failles sont associées à un grand nombre des plis. Les flancs amincis et les failles de stratification sont typiques de la première phase; les plans de glissement conformes au clivage axial aux plis sont typiques de la deuxième phase. Les failles transversales, en particulier dans la partie sud de l'arc, peuvent être associées à la quatrième phase. De nombreuses failles directionnelles normales, à pendage ouest, situées sur le côté ouest du lac Kootenay, et en d'autres endroits, sont probablement des structures de distension du Tertiaire.

Plis de la première phase

Une déformation ancienne, antérieure au Paléozoïque tardif, a été étudiée en détail dans les parties centrale et nord de l'arc de Kootenay. Parmi les structures mésoscopiques, on observe une foliation minérale pénétrative reconnue dans le Groupe de Lardeau (Paléozoïque inférieur-moyen), mais absente du Groupe de Milford (Carbonifère) qui le surmonte en discordance (Read, 1971; Klepacki et Wheeler, 1985). En plusieurs endroits, le conglomérat de la base du Groupe de Milford contient des clastes du Groupe sous-jacent de Lardeau dans lequel la foliation initiale a une orientation variable d'un claste à l'autre et localement elle diffère d'une foliation ultérieure d'une deuxième phase présente dans la matrice (Wheeler, 1968; Read, 1975; Read et Wheeler, 1976). En outre, dans le centre nord de l'arc, les roches du Groupe de Lardeau, dans un flanc inversé d'un synclinal couché de la première phase, sont recouvertes en concordance par le Groupe de Milford (Read, 1976).

De grands plis isoclinaux anciens reconnus ailleurs dans l'arc, sont probablement des structures antérieures au Paléozoïque tardif. Dans la région d'Akolkolex près de Revelstoke, à l'extrémité nord de l'arc, un anticlinal et un synclinal couchés d'une amplitude comprise entre 8 et 9 km recouvre le pli-faille de Standfast Creek, légèrement incliné vers le sud-est (fig. 17-48A; Thompson, 1978). Une foliation minérale pénétrative est axiale à ces plis. Ce sont les structures les plus anciennes que l'on ait reconnues; elles sont déformées par des plis droits plus ouverts qui présentent un clivage de fracture axial.

Les structures les plus anciennes que l'on ait reconnues au sud-est, en traversant la région de Lardeau et en allant jusqu'au lac Kootenay, dans les roches des groupes de Hamill et de Lardeau, sont des plis isoclinaux qui présentent des surfaces axiales courbes mais généralement redressées (Fyles et Eastwood, 1962; fig. 17-47, en haut à droite). À l'extrémité nord du lac Kootenay, ils deviennent couchés, car ils ont été replissés par des structures à plans

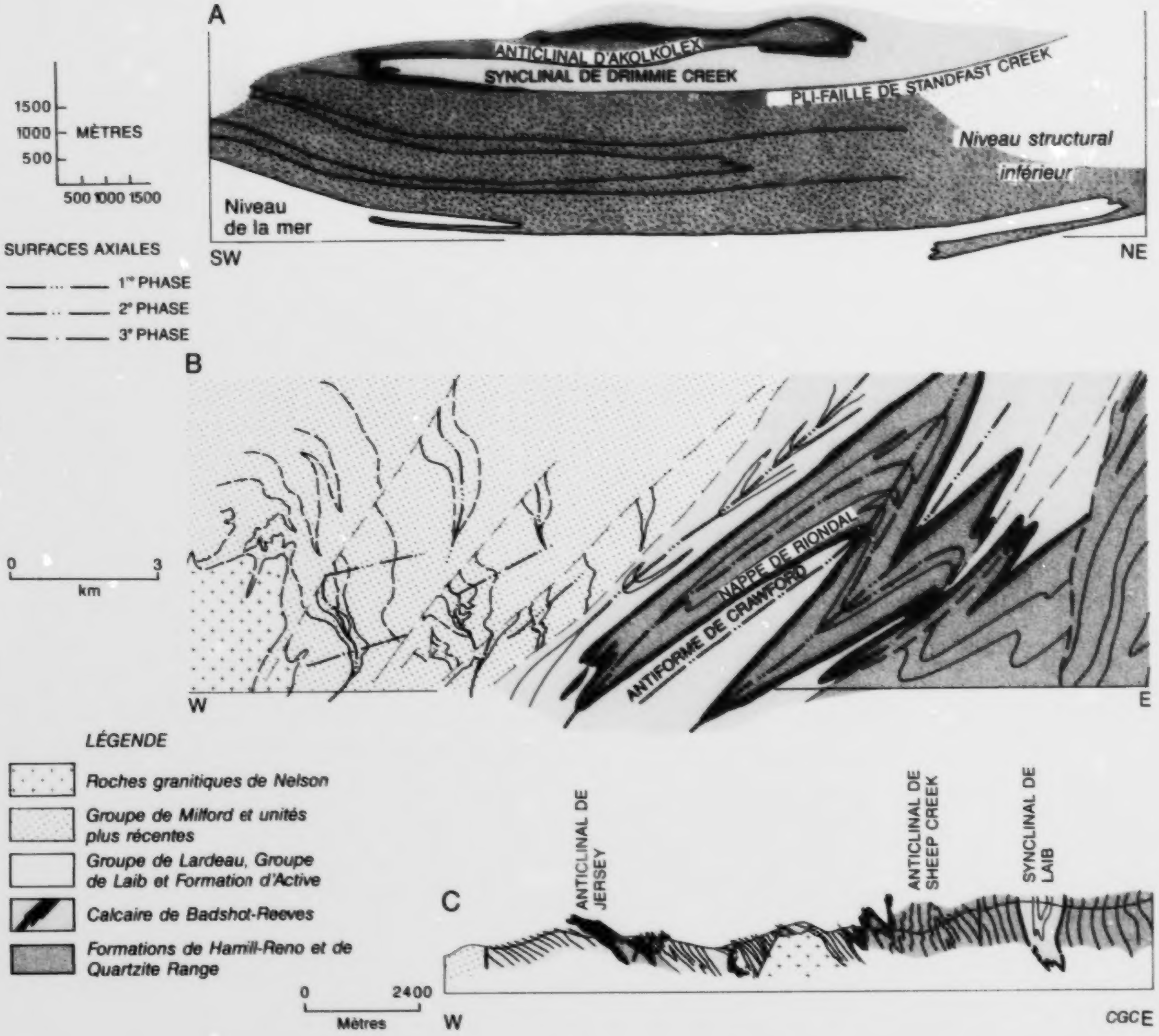


Figure 17-48. Coupes structurales du nord (A), du centre (B) et du sud (C) de l'arc de Kootenay. A, d'après Thompson (1978); B, d'après Fyles (1967) et Høy (1980); C, d'après Fyles (1967). La position de la coupe A est indiquée à la figure 17-32.

axiaux fortement inclinés vers l'ouest (Fyles, 1964; fig. 17-47, en bas à droite). Vers le sud , le long du lac, les plis formés au cours des deux phases sont presque isoclinaux (fig. 17-48B; Fyles, 1967; Høy, 1977, 1980). Au sud du lac Kootenay, ces plans axiaux deviennent à pendage plus raide, puis passent par la verticale, et finalement s'inclinent vers l'est près de Salmo et légèrement vers le sud-est le long de la frontière canado-américaine (fig. 17-48C; Fyles et Hewlett, 1959). Cette inversion du pendage, décrite comme une structure en éventail par LeClair (1983), est accentuée par la forte courbure de l'arc au sud de Salmo. Toutefois, des plis antérieurs au Paléozoïque tardif n'ont pas été reconnus dans cette partie de l'arc.

Plis de la deuxième phase

Les plis de la deuxième phase sont bien définis dans le centre et dans le nord de l'arc, où ils plongent généralement vers le nord et le nord-ouest, mais localement vers le sud-est (Klepacki et Wheeler, 1985). Ce sont des plis droits à vergence est, auxquels sont associées des failles directionnelles fortement inclinées. De grands plis droits

continus qui déforment les roches du Groupe de Milford ont été cartographiés par Read (1976) et par Klepacki et Wheeler (1985) dans les montagnes situées à l'est et au sud-est du batholite de Kuskanax et à l'extrémité amont du lac Kootenay (fig. 17-30). Ces structures plissent la surface de discordance située à la base du Groupe de Milford et sont recoupées par des plutons post-tectoniques du Jurassique moyen.

Un large antiforme droit de la deuxième phase, plongeant vers le nord et impliquant les roches du Groupe de Hamill et la partie inférieure du Groupe de Lardeau, est la principale structure de l'extrémité nord du lac Kootenay (fig. 17-48C, en bas et au centre). Au sud, le long du lac, le pli se resserre, les roches impliquées subissent un aplatissement et le plan axial du pli s'incline modérément vers l'ouest (fig. 17-48B). Les flancs des plis sont cisaillés et souvent découpés par des failles inverses. Le métamorphisme régional au faciès des amphibolites a accompagné la déformation, et produit une linéation minérale prononcée et une schistosité pénétrative axiale aux plis (Høy, 1976). Dans le sud de l'arc de Kootenay, des plis isoclinaux qui plongent vers le sud, et dont les plans axiaux passent d'un pendage vertical à un pendage est et sud-est, sont l'élément structural prédominant (fig. 17-48C). Ils sont faillés et redéformés par des plis complexes, mais à l'échelle régionale présentent une vergence est. Bien qu'ils soient les plus anciens plis que l'on ait reconnus dans la région, les études radiométriques et les relations structurales établies sur le terrain indiquent qu'ils sont d'âge jurassique (Archibald et al., 1983), et ils sont par conséquent considérés comme des structures formées au cours de la deuxième phase de déformation.

Plis de la troisième phase

Les plis de la troisième phase ont une forme et une disposition plus variables que les plis antérieurs. En général, ce sont des plis à vergence ouest, serrés à ouverts, dont les plans axiaux ont une inclinaison moyenne à faible. Le long du lac Kootenay, ils sont coaxiaux avec les plis plus anciens, tandis qu'au nord-ouest ils plongent modérément vers le sud et sont orientés vers le sud-est, et se présentent sous forme d'ensembles conjugués (fig. 17-47). Dans la partie sud de l'arc, les plis de la troisième phase plongent légèrement vers le sud, provoquent un gauchissement du plan axial des structures plus anciennes et ont probablement aussi généré les structures couchées situées sur le côté ouest de l'arc (fig. 17-48C). Les plis de la troisième phase surperposés aux plis isoclinaux de la deuxième phase sont des plis très serrés à isoclinaux, plongeant modérément vers le sud-ouest, dont le plan axial a une orientation sud-ouest.

Plis de la quatrième phase

Les plis de la quatrième phase sont apparus localement et ne peuvent être corrélés d'une partie de l'arc à une autre, même si des configurations comparables de structures tardivement formées sont identifiables. Dans la région à l'ouest de la partie nord du lac Kootenay, des plis de la quatrième phase, de direction générale sud à sud-ouest, plongent fortement à modérément vers le sud. Ils sont associés à des failles de direction générale sud-est, et sans doute à la courbure de l'arc (Klepacki et Wheeler, 1985). Des structures comparables bordant la partie centrale du lac Kootenay sont des plis ouverts à assez serrés qui plongent vers l'ouest selon le pendage de la foliation antérieure. Dans la partie sud de l'arc, des plis tardifs plongeant fortement ont été associés à la mise en place des plutons mésozoïques. Cependant, des failles de direction générale sud-est caractérisées par un rejet horizontal longitudinal dextre significatif, sont peut-être la manifestation des structures apparues au cours de la quatrième phase, qui sont liées à la courbure de l'arc.

Les structures présentes dans une zone de direction générale nord-ouest, composée de roches du Paléozoïque supérieur et du Trias, entre les batholites de Kuskanax et de Nelson, fusionnent avec celles de l'arc de Kootenay près du lac Kootenay (fig. 17-30). Entre les batholites, la structure prédominante est un synclinal régional impliquant des strates du Groupe de Slocan (Trias supérieur), déformé de façon complexe par des plis et failles secondaires. Le synclinal, déversé à couché vers le sud-ouest dans sa partie est, devient redressé mais encore asymétrique au nord-ouest. Ce pli, reconnaissable par la présence de couches déversées à grande échelle, fût le premier de ce type à être observé dans la Cordillère canadienne (Hedley, 1952). Près du lac Kootenay, autour de l'extrémité nord-est du Batholite de Nelson, la trace de la surface axiale du synclinal prend une direction parallèle à la direction générale des structures de l'arc de Kootenay, dont les flancs sont étroitement parallèles. Les structures les plus anciennes que l'on ait identifiées sont les failles de chevauchement et la foliation, apparues avant le Mississippien tardif. Deux foliations ont été localement reconnues dans les roches plus anciennes (Formation de Broadview); l'une d'elles contient des crénulations (Klepacki et Wheeler, 1985). Les strates plus récentes se caractérisent par un seul clivage.

La faille de Whitewater (fig. 17-49) a placé des roches ultramafiques et volcaniques du Groupe de Kaslo (Permien-Carbonifère?) sur des roches volcaniques de la même séquence. L'ensemble est recoupé par une diorite datée de façon incertaine du Permien (Klepacki et Wheeler, 1985), mais il est recouvert en discordance par un conglomérat permo-triasique qui à son tour est recouvert par les sédiments du Groupe de Slocan, du Trias supérieur. Le principal pli de la région, l'anticlinal de Dryden, déforme la faille de Whitewater et présente une foliation axiale bien développée, qui caractérise sans doute aussi des structures apparentées, représentées par des plis serrés plus petits à vergence est et des crénulations. L'anticlinal de Dryden est tronqué par des plutons granitiques du Jurassique moyen datés par la méthode U/Pb sur zircon de 173 +4/-5 Ma (Parrish et Wheeler, 1983) et de 180 ± 7 Ma (Klepacki et Wheeler, 1985). La faille de Stubbs, également déformée par l'anticlinal de Dryden, est considérée comme une faille de chevauchement à vergence est, et étroitement liée à la formation de l'anticlinal de Dryden. L'apparition de failles normales antérieures au Jurassique moyen, avec regard vers l'ouest, est indiquée par la faille de Schroeder qui est recoupée par des roches granitiques du Jurassique moyen. Cette faille recoupe l'anticlinal de Dryden qui apparemment s'est formé pendant l'apogée du métamorphisme régional, donc est une structure postmétamorphique. Les quatre structures étudiées plus haut témoignent d'importants épisodes de déformation antérieurs au Jurassique et s'échelonnant jusqu'au Jurassique moyen dans le sud du Domaine d'Omineca. Ces structures ont

ensuite participé à deux phases de plissement à vergence ouest, d'âge localement indéterminé.

La structure de l'arc de Kootenay témoigne d'une période prolongée de déformation, de métamorphisme et d'activité plutonique intermittents, allant du Paléozoïque tardif au Tertiaire. Le plissement antérieur au Mississippien tardif et probablement postérieur à l'Ordovicien représente le plus ancien événement tectonique significatif. Au moins dans la partie occidentale supérieure de l'arc, s'est produit entre le Permien tardif et le Trias tardif (Klepacki et Wheeler, 1985) un chevauchement qui n'a pas été associé aux phases de plissement décrites dans la présente section. La déformation majeure et le métamorphisme régional associé datent du Mésozoïque et sont peut-être le résultat de la collision, survenue au Jurassique moyen, du terrane composite de Slide Mountain et de la Quesnellie à l'ouest, avec les roches protérozoïques et paléozoïques de l'Amérique du Nord à l'est (Price, 1981a, b; Archibald et al., 1983). Au cours du Crétacé tardif et du Tertiaire précoce, les roches de l'arc de Kootenay ont été transportées vers l'est jusqu'à leur position actuelle pendant la formation de l'anticlinorium de Purcell et du Domaine de l'avant-pays (Price, 1981a, b; Archibald et al., 1984). Des essaims de dykes et des failles normales de direction générale nord, probablement précédés de l'intrusion de petits plutons alcalins mis en place à faible profondeur, témoignent d'une période de distension à l'Éocène.

Protocontinent nord-américain

Bassin de Selwyn

S.P. Gordey et R.I. Thompson

Le sud-est du Yukon et le sud-ouest du district de Mackenzie comprennent deux domaines aux styles structuraux contrastés, la zone de plissement de Selwyn et la zone de plissement de Mackenzie (fig. 17-50). La zone de Selwyn coïncide avec les faciès à shale du Paléozoïque et du Mésozoïque précoce, formés dans la partie externe du miogéoclinal de la Cordillère septentrionale; elle est dominée par des failles de chevauchement et par des plis semblables, ouverts à serrés. Le clivage ardoisier axial aux plis et localement intense, les plis mésoscopiques et les zones de chevauchements étroitement imbriquées sont caractéristiques. À l'ouest, sa limite est marquée par la partie frontale des terranes accrétés comprenant de la cataclasite, de l'ophiolite et de la granodiorite mises en place sur l'ancienne marge continentale au cours du Mésozoïque, et par la faille de Tintina, qui est une faille coulissante dextre. Au nord-est et à l'est, la zone de plissement de Mackenzie, qui se compose de carbonates et de roches clastiques d'eau peu profonde déposés pendant l'intervalle du Protérozoïque au Paléozoïque moyen, ne présente pas de clivage ardoisier et se caractérise par de grands plis concentriques et par des failles de chevauchement. Les deux styles structuraux contrastés indiquent les réponses différentes des couches incompétentes (zone de plissement de Selwyn) et des couches compétentes (zone de plissement de Mackenzie) à une compression surtout dirigée vers le nord-est. Les directions structurales générales passent de nord, dans le sud-est du Yukon, à est-nord-est dans le centre du Yukon, et à est-ouest dans le nord-ouest de la zone de plissement de Selwyn, parallèlement à la limite arquée des faciès de carbonates et de shales du Paléozoïque. La déformation date du Crétacé précoce, donc est plus ancienne que la mise en place des plutons post-tectoniques du Crétacé moyen, et contemporaine de l'émission des volcanites de South Fork, et plus récente que les strates localement déformées, du Crétacé inférieur (Albien?) (Blusson, 1971). La zone de plissement de Mackenzie représente une transition, du point de vue du style structural, entre le Domaine d'Omineca et le Domaine de l'avant-pays, et elle est examinée dans la partie E du présent chapitre.

Il est possible de grouper les styles structuraux de la zone de plissement de Selwyn en quatre grands types, comprenant les failles de chevauchement de grande envergure, les zones de failles imbriquées, les plis en chevrons, et les plis semblables. La vergence structurale peut être nord, est ou ouest. Dans certains secteurs, le plissotement interne et les failles ont peut-être uniformément doublé ou triplé l'épaisseur stratigraphique initiale, sans détruire l'intégralité des strates considérées dans leur ensemble. Quatre régions relativement bien connues, les régions de Chandindu, du chaînon Anvil, du col Macmillan et de Nahanni, illustrent les principaux styles structuraux (fig. 17-50).

Région de Chandindu

Dans la région de Chandindu, située dans le nord-ouest du bassin de Selwyn (fig. 17-50), la faille de Dawson constitue la limite entre le Domaine d'Omineca et le Domaine de l'avant-pays. Trois failles de chevauchement structuralement complexes, légèrement inclinées vers le sud, ont été identifiées et nommées, du nord au sud, failles de Dawson, de Tombstone et de Robert Service (fig. 17-1, en pochette). La nappe de charriage de Dawson est un ensemble de failles de chevauchement secondaires et de plis serrés (droits ou à vergence nord; fig. 17-51). La faille représente sans doute un décollement survenu à l'intérieur de l'argilite et du grès du Supergroupe de Windermere, près d'un «pseudo-socle» composé de strates de la plate-forme continentale du Protérozoïque moyen. Malgré la présence d'une myriade de plis et de failles de chevauchement, seules quelques-unes de ces structures se laissent cartographier, parce que les repères stratigraphiques sont rares.

Une étroite bordure de la nappe de charriage de Tombstone émerge d'au-dessous de la nappe de charriage de Robert Service. Sur sa limite nord-ouest, où les affleurements sont les plus visibles, les plis sont concentriques, rapprochés et déversés vers le nord-ouest; les failles de chevauchement parallèles à la stratification sont nombreuses (Tempelman-Kluit, 1970). À l'intérieur de la portion exposée de la nappe de charriage, le raccourcissement est de 50 % (>10 km) ou davantage. Les nappes de charriage de Tombstone et de Dawson se distinguent surtout par les différences que présentent les directions générales de leurs plis et de leur failles dans la région de Dawson City. Dans la nappe de charriage de Dawson, les directions générales sont est-ouest, dans la nappe de charriage de Tombstone, elles sont nord-sud. En suivant vers l'est les roches du mur, autour de la surface de charriage et dans le vaste rentrant proche de Keno Hill (fig. 17-50), on voit que le degré de métamorphisme augmente, que les plis deviennent plus petits, déversés à couchés, et à charnière isolée; leur axe garde une orientation NE-SW (S60°W, McTaggart, 1970).

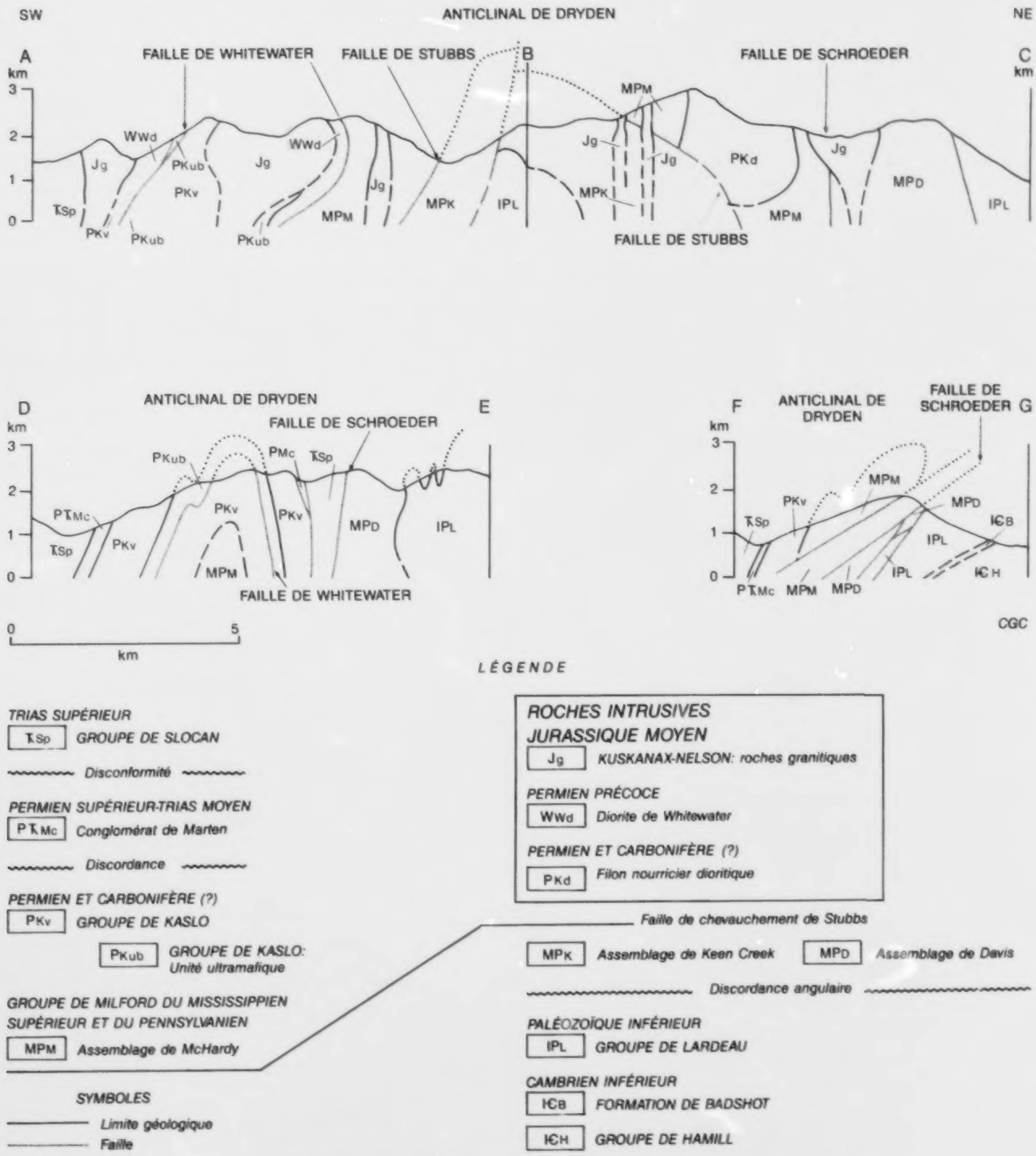


Figure 17-49. Coupes structurales de la région du chaînon Goat entre les batholites de Nelson et de Kuskanax. D'après Klepacki et Wheeler (1985). La position des coupes est indiquée à la figure 17-32.

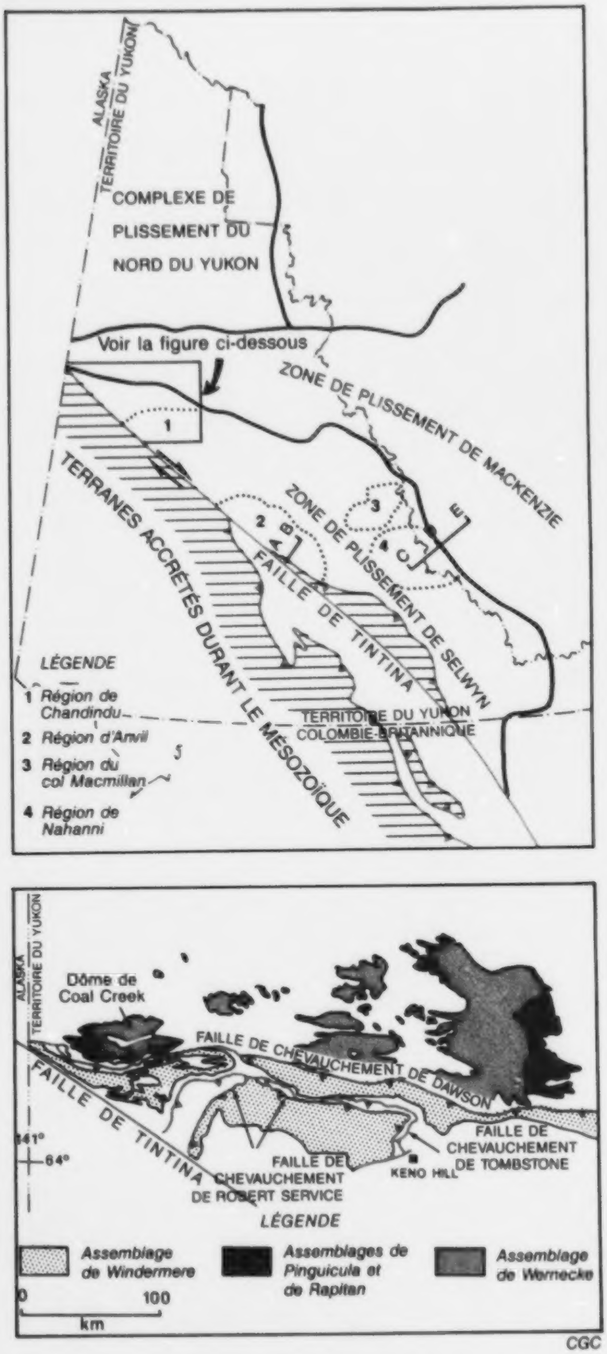


Figure 17-50. Carte de localisation de la zone de plissement de Selwyn et des régions adjacentes, indiquant la position des régions et des coupes structurales mentionnées dans le texte.

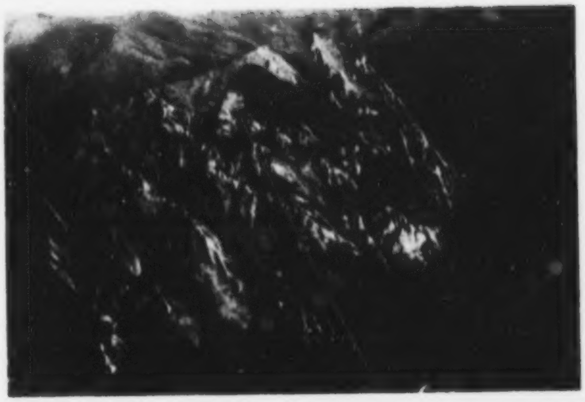


Figure 17-51. Vue dans une direction est, du pli isoclinal replissé et à vergence nord au sein de la dolomie du Groupe de Hyland (Protérozoïque supérieur-Cambrien). La direction de vergence concorde avec le déplacement vers le nord de la nappe de charriage de Dawson, dans le sud des monts Ogilvie. (Photo: R.I. Thompson). GSC 205380

La nappe de charriage de Robert Service ressemble à la nappe de charriage de Dawson en ce que les plis et failles de chevauchement complexes se laissent localement cartographier, que ces failles sont peu profondes, inclinées vers le sud et qu'elles peuvent tronquer les grands plis ouverts (Tempelman-Kluit, 1981a, b).

La courbure exagérée vers le nord que présente la trace des failles de Tombstone et de Robert Service démontre que ces failles sont peu profondes et ont un pendage faible vers le sud. En admettant qu'il y ait eu un déplacement du sud vers le nord, les deux nappes de charriage représentent au moins 100 km de recouvrement structural et peut-être bien davantage. Il est difficile d'estimer le rejet de la faille de chevauchement de Dawson; les plis et chevauchements internes représentent probablement un raccourcissement de 50% ou environ 20 km; le déplacement total de la nappe de charriage de Dawson est au moins aussi important.

Chaînon Anvil

Dans le chaînon Anvil, et suivant une direction générale nord-ouest, la structure est surtout caractérisée par des strates subhorizontales ou à pendage modéré vers le sud-ouest, lesquelles sont imbriquées par plusieurs failles de chevauchement d'orientation nord-ouest et à vergence nord-est. Les failles peuvent être suivies sur plusieurs dizaines de kilomètres parallèlement à leur direction, et l'une d'elles montre, selon les études qui en ont été faites, un recouvrement d'au moins 9 à 10 km (fig. 17-52A). Le rejet stratigraphique représente probablement 400 à 500 m. Les horizons préférentiels de glissement ou de décollement se trouvent à la base du conglomérat compétent à cailloux de chert du Dévono-Mississippien ou à la base d'épaisses séquences de roches volcaniques de l'Ordovicien.

Col de Macmillan

Dans la région nord du col de Macmillan (fig. 17-50), une étroite zone de failles de chevauchement imbriquées, qui ont une orientation est-ouest et une vergence sud, répète la stratigraphie du Cambrien inférieur au Dévonien (Abbott, 1983). Le rejet stratigraphique est peut-être inférieur à 200 m. Au sud de la zone de failles imbriquées, les plis ouverts à fermés et les failles fortement inclinées sont les structures prédominantes. Quelques-unes des failles à fort pendage ont peut-être été actives au Dévonien, et ont plus tard influencé la formation de la zone de failles imbriquées du Mésozoïque. Au nord-est de la zone de failles imbriquées, l'orientation des éléments structuraux diverge mystérieusement ou s'infléchit vers le nord en décrivant un arc, jusqu'à prendre une orientation NW-SE.

Dans la partie sud-ouest du col de Macmillan, la structure se caractérise surtout par des plis en chevrons de petite à moyenne envergure bien développés dans un chert finement stratifié datant du Paléozoïque précoce (fig. 17-53B). Bien que les strates soient intensément plissotées sur une distance d'au moins 50 km perpendiculairement au grain structural nord-ouest, le niveau stratigraphique affleurant reste presque le même. Observée à grande échelle, la succession de chert paraît raccourcie de façon homogène et verticalement épaissie, mais n'a pas subi de basculement, ni d'imbrications causées par de grandes failles (fig. 17-53C).

Immédiatement au nord et au nord-ouest de la région du col de Macmillan, de petites failles de chevauchement et des plis isoclinaux ont épaissi intérieurement les unités stratigraphiques (Cecile, 1984). Ces unités épaissies structuralement sont elles-mêmes déformées en plis ouverts à serrés.

Nahanni

Dans l'ouest de la région de Nahanni, le style structural se caractérise surtout par la présence de failles de chevauchement imbriquées (fig. 17-1, en pochette; fig. 17-52B, 17-53A), à l'intérieur de shale siliceux, de chert et de mudstone du Silurien. Dans une région, sur une distance de 15 km, les couches sont uniformémemt inclinées de 40 à 60° vers le nord-est, et pourtant la similarité des faunes de graptolites et de la lithologie n'indiquent aucun changement du niveau stratigraphique général. Il est probable que les affleurements ne représentent pas plus de 200 m d'épaisseur stratigraphique.

Dans la région centrale de Nahanni, trois différentes échelles de plis semblent prédominer dans un continuum probable de dimensions des plis. De grands plis droits, fermés à ouverts, qui contrôlent une grande partie de la distribution des structures sur la carte, ont une longueur qui peut atteindre 30 à 40 km, une amplitude approximative de 1 à 2 km, et des demi-longueurs d'onde variant entre 5 et 9 km (fig. 17-53D). Les zones de charnière sont subanguleuses à arrondies, et les flancs n'ont généralement pas un pendage supérieur à 60°, mais localement sont verticaux ou déversés. Des plis plus petits, parasites ou de second ordre, ont une longueur qui peut atteindre 13 km en direction de leur surface axiale, une amplitude qui peut atteindre 500 m et une demi-longueur d'onde qui peut atteindre environ 1 km. Leur géométrie est semblable à celle des plis de plus grande envergure, même s'ils sont plus comprimés. Les plis affleurant à une échelle de moindre envergure sont parfois isoclinaux. Tous les plis sont congruents et ont un clivage ardoisier axial qui accuse une direction nord-ouest et un pendage abrupt vers le nord-est, congruent avec la vergence sud-ouest des plis, faible à localement prononcée. Le clivage ardoisier indique que les couches se sont déformées intérieurement et non par glis-

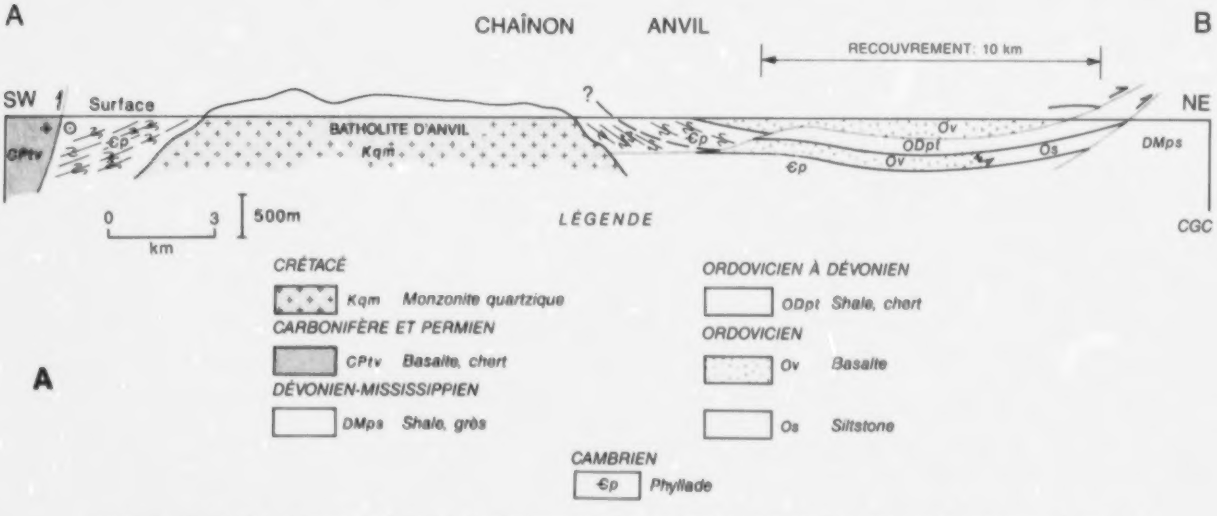
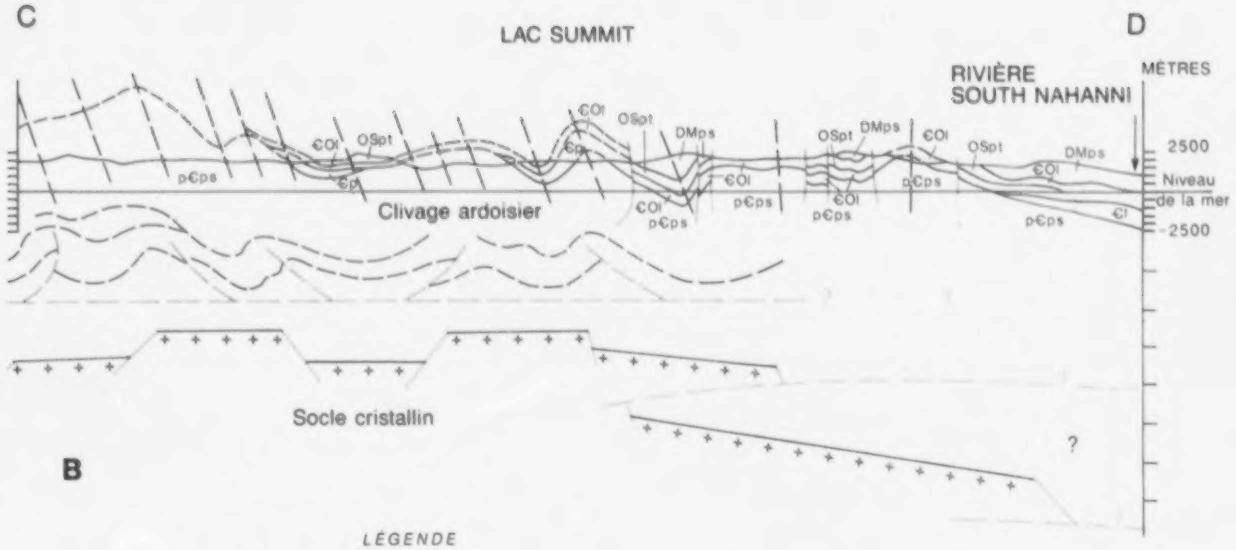


Figure 17-52. A. Coupe structurale du chaînon Anvil caractérisée principalement par la présence d'une faille de chevauchement à faible pendage, à l'est du batholite d'Anvil. **B.** Coupes structurales de la limite entre la zone de plissement de Selwyn et la zone de plissement de Mackenzie. La position des coupes est indiquée à la figure 17-50.



LÉGENDE

CRÉTACÉ
Kg *granite*

DÉVONIEN ET MISSISSIPPIEN
DMps *ardoise, grès et conglomérat*

SILURIEN ET DÉVONIEN
SDl *calcaire*

ORDOVICIEN ET SILURIEN
OSpt *shale et chert*

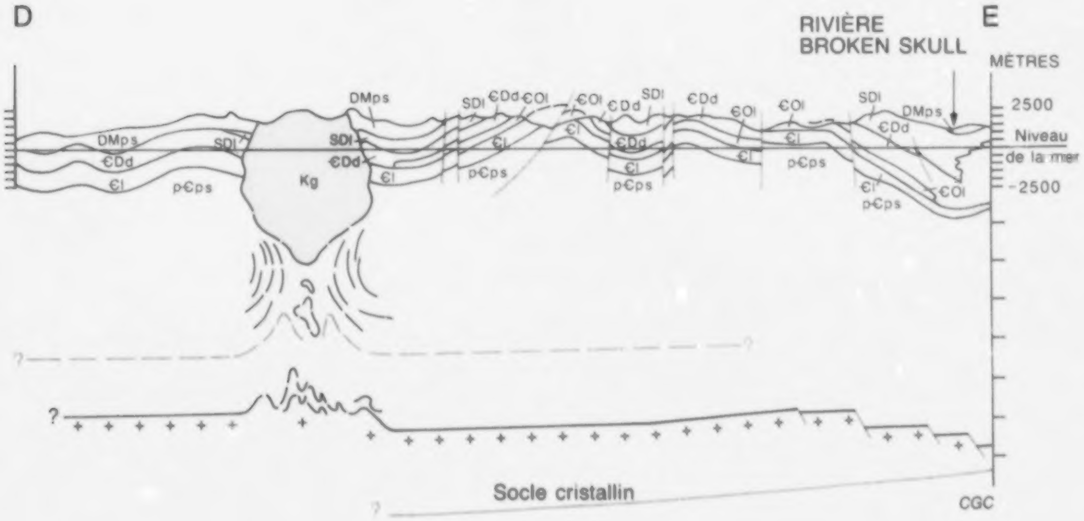
CAMBRIEN À DÉVONIEN
€Dd *dolomie*

CAMBRIEN ET ORDOVICIEN
€Ol *calcaire*

CAMBRIEN
€p *ardoise et grès*
€l *calcaire, grès et shale*

PRÉCAMBRIEN
p€ps *grès et ardoise*

0 10
km



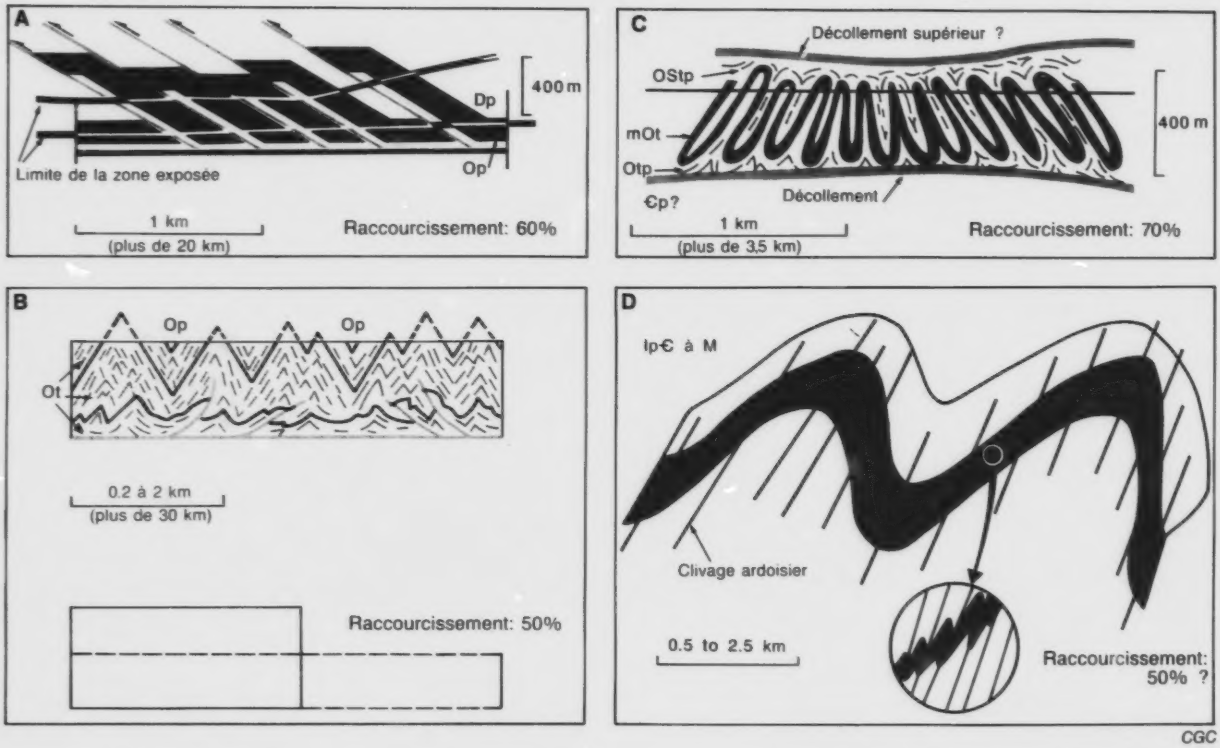


Figure 17-53. Styles structuraux divers observés dans le bassin de Selwyn. A, failles imbriquées caractérisant le siltstone relativement compétent du Silurien qui est surmonté par un shale du Dévonien (Dp) et sus-jacent à un shale de l'Ordovicien (Op). B, plis en chevrons dans un chert de l'Ordovicien (Ot) avec replis internes de shale de l'Ordovicien (Op). C, plissement isoclinal dans un chert ordovicien (mOt) limité par un chert et un shale incompétents de l'Ordovicien (Otp) et par un chert et un shale de l'Ordovicien-Silurien (OStp). Le décollement présumé aurait eu lieu dans un shale du Cambrien (Cp). D, plis semblables typiques des strates s'échelonnant du Cambrien inférieur (lpC) au Mississippien (M).

sement strate sur strate, et que les plis sont dans l'ensemble de type semblable.

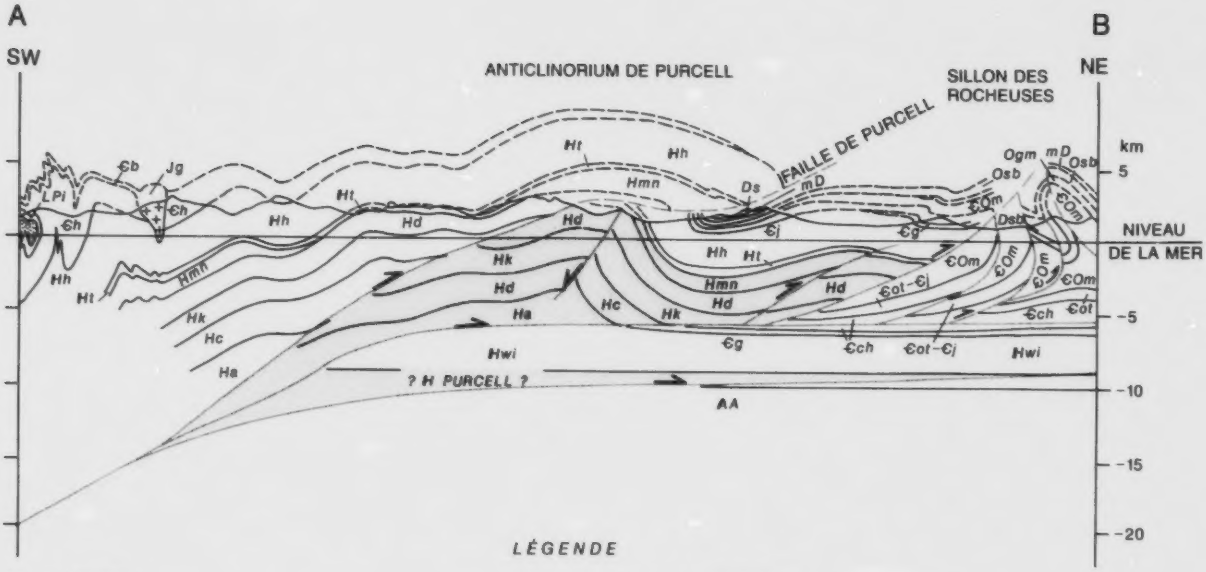
Anticlinorium de Purcell

M.E. McMechan

L'anticlinorium de Purcell est un grand pli coffré asymétrique de plongement nord, dont le coeur est constitué de strates du Protérozoïque moyen (Supergroupe de Purcell) qui s'observent au-dessus d'un décollement basal (fig. 17-54A). La déformation pénétrative augmente et les plis mésoscopiques deviennent plus fréquents à l'ouest à travers l'anticlinorium où des structures complexes fusionnent avec celles de l'arc de Kootenay. La plupart des structures de l'anticlinorium résultent de la déformation survenue au Mésozoïque, mais quelques-uns des plis mésoscopiques et le clivage ont pu apparaître au cours de la déformation et du métamorphisme survenus au Protérozoïque moyen (approximativement 1 250 Ma; Leech, 1962; McMechan et Price, 1982).

Les quatre segments de l'anticlinorium sont limités par quatre systèmes de grandes failles inverses avec une composante de décrochement dextre: 1. un segment de direction générale nord qui par sa structure concorde avec le flanc ouest de l'anticlinorium, 2 et 3. des segments transversaux de direction générale nord-est qui recoupent l'anticlinorium et suivent les structures formées au cours du rifting survenu au Protérozoïque moyen ou tardif, et 4. un segment de direction générale nord-ouest qui se prolonge dans les Rocheuses du côté est de l'anticlinorium (fig. 17-54B). Le soulèvement des compartiments nord-ouest de ces systèmes de failles est responsable du prolongement nord de l'anticlinorium, malgré son plongement nord (Price, 1981). Des failles normales qui suivent le sillon des Rocheuses du Sud dérangent le flanc oriental de l'anticlinorium au sud de 50°N.

Quelques-unes des failles de direction générale nord-est présentes dans l'anticlinorium semblent être recoupées par des plutons granitiques du Crétacé moyen. Les failles prolongent en continuité des failles de chevauchement à vergence est, situées dans les Rocheuses. Par conséquent, ces failles et d'autres structures plus petites existant dans l'anticlinorium et elles aussi recoupées par des plutons du Crétacé moyen, sont considérées comme datant du Crétacé moyen ou d'un époque plus ancienne. L'anticlinorium de Purcell a été considérée comme un pli de rampe formé au-



LÉGENDE

Jg	—	Granite
Ds	—	Formation de Starbird
mD	—	Formations de Mount Forster, de Harrogate et de Cedared
Osb	—	Formation de Beaverfoot
Ogm	—	Formations de Glenogle et de Mount Wilson
ЄOm	—	Groupe de Mackay
Єot	—	Formation d'Ottertail
Єj	—	Formation de Jubilee
LPi	—	Formation d'Index
Єch	—	Formation de Chancellor
Єb	—	Formation de Badshot
Єg	—	Groupe de Gog
Єh	—	Groupe de Hamill
Hh	—	Groupe de Horsethief Creek (Supergroupe de Windermere)
Ht	—	Formation de Toby (Supergroupe de Windermere)
Hmn	—	Formation de Mount Nelson
Hd	—	Formation de Dutch Creek
Hk	—	Formation de Kitchener
Hc	—	Formation de Creston
Ha	—	Formation d'Aldridge
AA	—	Socle cristallin

CGC

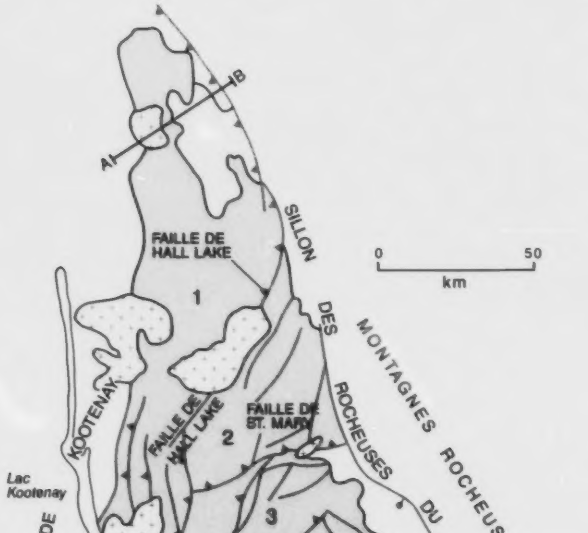


Figure 17-54. **A.** Coupe structurale de la partie sud de l'anticlinorium de Purcell. D'après Price et Fermor (1985). **B.** Position de la coupe A-B et des trois segments de l'anticlinorium.

dessus d'une rampe reliant deux niveaux de décollement basal, pendant l'intervalle du Crétacé tardif au Paléocène (Price et Fermor, 1985).

Terranes accrétés

Dans le Domaine d'Omineca, le style structural des terranes accrétés est lié à l'activité tectonique qui a précédé et suivi la mise en place des terranes, et qui a été bien étudiée dans des portions du terrane de Slide Mountain. Dans d'autres successions, il est difficile de séparer les structures antérieures à la mise en place des terranes et contemporaines de celle-ci.

Yukon

D.J. Tempelman-Kluit

Les allochtones du sous-terrane de Nisutlin (terrane de Kootenay) et du terrane de Slide Mountain (allochtones d'Anvil) sont des éléments importants dans le nord du Domaine d'Omineca et montrent des styles structuraux distinctifs. Aucune étude détaillée n'a été faite des structures présentes dans les terranes de Windy-McKinley et

de Dorsey. Souvent, mais pas partout, les allochtones se présentent dans un ordre d'empilement cohérent, commençant par les roches sédimentaires et volcaniques de Nisutlin à leur base, passant en leur milieu aux roches océaniques des allochtones d'Anvil et se terminant à leur sommet par le granite cisaillé du sous-terrane de Nisutlin.

Sous-terrane de Nisutlin

Les volcanites silicoclastiques de composition intermédiaire et les roches granitiques du sous-terrane de Nisutlin ont été soumises à un cisaillement et à une cataclase intenses, de sorte que la stratification est souvent oblitérée. Au nord de la faille de Big Creek et du batholite de Klotassin (fig. 17-28), on observe une structure mylonitique oeillée (flaser) pénétrative. Les mylonites siliceuses rubanées et les blastomylonites sont fréquentes. Des plis ouverts et des plis secondaires probablement apparentés sont légèrement asymétriques et montrent une vergence sud-ouest (Tempelman-Kluit, 1974). Les structures sont superposées à une foliation plus ancienne et ne sont pas accompagnées d'une recristallisation métamorphique. Le gneiss oeillé contient des boudins de quartz et de roches quartzo-feldspathiques de direction générale nord-ouest. Le contact fortement incliné des roches cataclastiques et du batholite de Klotassin est marqué par le cisaillement et par la cataclase des roches granitiques, et par la présence occasionnelle de petits massifs ultramafiques.

Dans le sud du Yukon, des roches du sous-terrane de Nisutlin touchées par une déformation pénétrative présentent une fabrique mylonitique oeillée bien développée, légèrement inclinée vers le sud-ouest, et une linéation prononcée qui en général est orientée vers l'est. Cette déformation pénétrative contraste avec celle où les failles de chevauchement sont espacées et où il y a absence de fabrique pénétrative dans les strates sus-jacente et sous-jacentes aux failles. Les plis et les plis replissés dont les dimensions sont de l'ordre du mètre ou moins ont généralement une vergence nord-est, mais représentent un continuum d'orientations qui résultent du déversement des plis, de leur aplatissement et de leur rotation vers la direction de cisaillement maximal au cours de la déformation (Gordey, 1981).

Terrane de Slide Mountain

Les allochtones d'Anvil qui font partie du terrane de Slide Mountain au Yukon se présentent sous forme de nappes faiblement inclinées qui, bien que probablement imbriquées, conservent une stratigraphie cohérente. Des deux côtés du sillon de Tintina, ils sont intimement associés à des allochtones du sous-terrane de Nisutlin et en sont séparés par d'étroites zones de mylonite. Des plis mésoscopiques existent dans les membres cherteux et une foliation peu développée est souvent visible. Les roches volcaniques sont massives.

Le bloc de Semenof, à l'est de la faille de Semenof (fig. 17-21) est contenu dans le terrane de Slide Mountain et est composé de strates qui forment un synclinal ouvert de direction générale nord-ouest recoupé par des failles fortement inclinées de même direction. Ce bloc est limité au nord-est par la faille de chevauchement de Big Salmon qui le place structuralement au-dessus de roches ayant subi une déformation pénétrative, en particulier la mylonite de la zone de suture de Teslin dans le Domaine d'Omineca.

Terranes de Windy-McKinley et de Dorsey

On sait peu de chose du style structural qui caractérise les roches océaniques médiocrement exposées du terrane de Windy-McKinley. Le terrane de Dorsey se trouve dans des synclinoriums et anticlinoriums rendus complexes par des plis serrés et souvent par des plis en chevrons dont la surface axiale est inclinée vers le sud-ouest ou vers le nord-ouest (Gabrielse, 1969).

Zone de suture de Teslin

Il est possible que la zone d'enracinement du sous-terrane de Nisutlin et des terranes de Slide Mountain et de Dorsey ait été la zone de suture de Teslin (fig. 17-21) qui, selon certaines interprétations, témoignerait de l'évolution d'une marge mésozoïque en transpression du protocontinent nord-américain, depuis une collision fortement oblique jusqu'à un coulissage surtout dextre. À cet endroit, les stuctures les plus anciennes que l'on ait reconnues sont des zones de cisaillement ductile diversement mylonitisées, contenant des linéations d'étirement de direction générale ouest et des associations minérales indiquant un métamorphisme à des températures modérées (575-625°C) et à des pressions élevées (8,5-11 kb; 8,5-11 × 10^5 kPa) (Hansen, 1986). Des structures ultérieures et des linéations d'étirement de direction générale nord-ouest sont apparues dans des conditions de températures plus basses (425-550°C) et de pressions plus faibles (5-6,5 kb; 5-6,5 × 10^5 kPa) dans une zone de cisaillement dextre.

La déformation ductile et le métamorphisme couvrent l'intervalle de 215 à 160 Ma, selon les datations radiométriques par la méthode K/Ar. Les strates se sont peut-être structuralement assemblées approximativement au Jurassique moyen, puis ont chevauché vers l'est les strates autochtones. Le métamorphisme allant jusqu'au faciès des amphibolites et les occurrences locales d'éclogite et de minéraux du faciès des schistes bleus indiquent des pressions relativement élevées sans doute liées à la subduction (Erdmer et Helmstaedt, 1983). Les datations radiométriques K/Ar et Rb/Sr d'associations métamorphiques du faciès des schistes bleus vont de 246 à 258 Ma (P. Erdmer et R.L. Armstrong, communication personnelle, 1987). Cette indication d'une activité tectonique au Permien est confirmée par les indices d'une déformation survenue au Permien précoce ou auparavant dans l'Allochtone de Sylvester, situé dans le terrane de Slide Mountain, dans le nord de la Colombie-Britannique.

Nord de la Colombie-Britannique

H. Gabrielse et T.A. Harms

Terrane de Slide Mountain

Dans le nord de la Colombie-Britannique, l'Allochtone de Sylvester est un assemblage de lithologies principalement océaniques s'échelonnant du Dévonien supérieur au Trias supérieur et formant un empilement de digitations par redoublement faiblement inclinées, à l'intérieur d'un synclinorium régional de direction générale nord-ouest. La surface de décollement de l'allochtone représente la surface de charriage supérieure (toit) d'un duplex de failles de chevauchement à vergence ouest qui impliquent des strates miogéoclinales du Dévonien (Harms, 1985; fig. 17-35, 17-55). La présence de plis et failles mineurs contenus

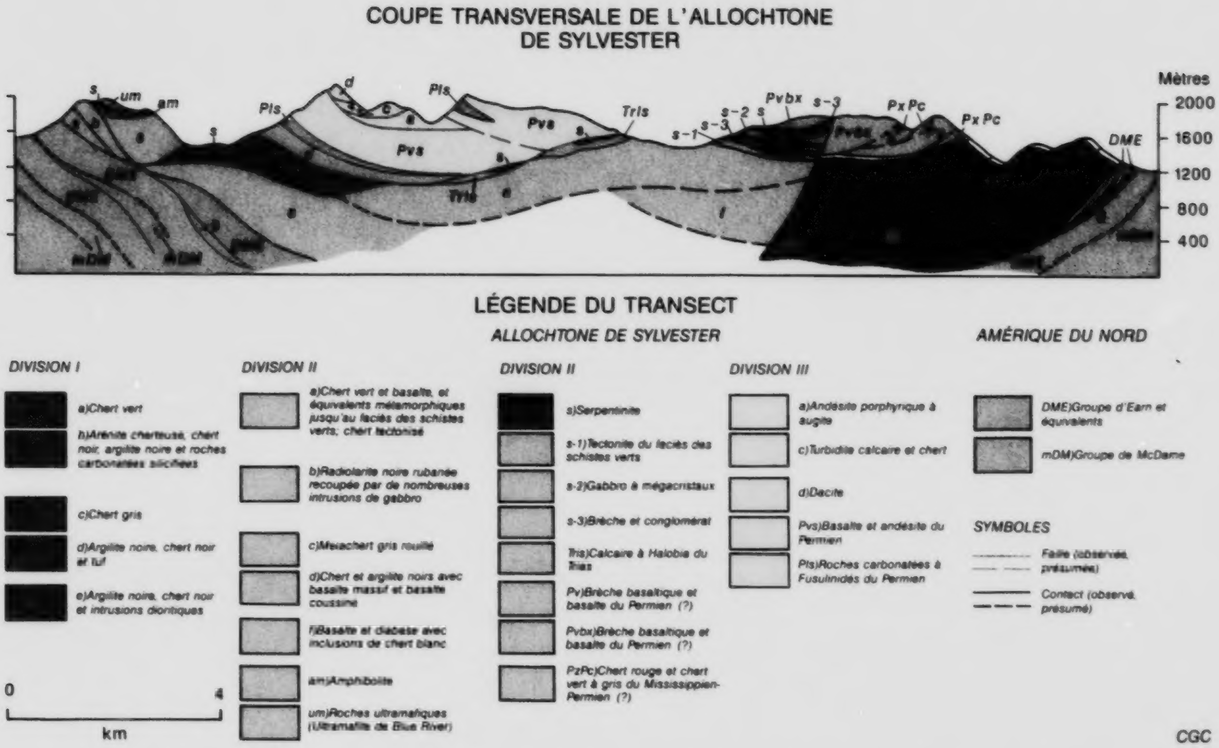


Figure 17-55. Coupe structurale de la partie nord de l'Allochtone de Sylvester, dans le terrane de Slide Mountain. L'allochtone se compose de nombreuses digitations lithotectoniques limitées par des failles à pendage généralement faible. D'après Harms et al. (1988).

dans une étroite zone, près de la surface de décollement, suggère cependant la mise en place de l'allochtone dans une direction nord-est. À l'intérieur des couches de chert de chacune des digitations, de nombreux trains de plis ont des surfaces axiales à pendage nord-est.

Une faille de chevauchement de l'Allochtone de Sylvester a été recoupée par un filon-couche de tonalite daté par la méthode U/Pb sur zircon de 276 ± 6 Ma (Permien précoce); ceci indique que les roches ont subi une évolution structurale avant leur mise en place, évolution qui ne se laisse pas facilement séparer de la mise en place elle-même. Les conodontes que contient l'allochtone présentent généralement des indices d'altération plus élevés que les conodontes des strates sous-jacentes, suggérant que le métamorphisme a sans doute précédé la mise en place de ces strates.

L'Allochtone de Sylvester contient aussi des massifs dioritiques et granodioritiques fortement foliés et un granite relativement massif. Ces unités sont considérées comme des écailles très semblables à celles qui ont mis en place les roches granitiques du sous-terrane de Nisutlin au Yukon.

La combinaison des données fournies par l'étude des allochtones de Slide Mountain situés dans le nord de la Colombie-Britannique et au Yukon, indique qu'au Permien, ont eu lieu des épisodes de compression, de subduction, de plutonisme et de volcanisme. L'obduction des allochtones sur le protocontinent nord-américain s'est produite beaucoup plus tard, peut-être au cours du Jurassique moyen à tardif.

Chaîne Cariboo et hautes terres de Quesnel

L.C. Struik

Terrane de Slide Mountain

Le terrane de Slide Mountain, qui chevauche vers l'est les sous-terranes de Barkerville et de Cariboo, est caractérisé par des failles et plis fragiles et par des redoublements de la stratigraphie dus à des failles de chevauchement subhorizontales (fig. 17-37). Les plis du terrane de Slide Mountain sont droits à légèrement asymétriques, ont des surfaces axiales généralement inclinées vers l'est et une direction générale nord-ouest à nord-est. Ils sont ouverts et rarement serrés à isoclinaux; les plis les plus serrés sont confinés aux roches sédimentaires du terrane qui est surtout volcanique. Ils ont une amplitude de moins de 40 m. Les plis dans les sédiments tendres se limitent aux couches de chert boueux et ont une direction est et nord-est. Les roches du terrane de Slide Mountain ont été plissées en même temps que le synclinorium régional de Black Stuart.

Les failles de chevauchement ont imbriqué toute la séquence, mais elles affleurent rarement, et de ce fait la direction de chevauchement est inconnue. En général, les

failles abruptes traversent et déplacent les structures antérieures.

À son apogée, le métamorphisme s'est limité au faciès à prehnite-pumpellyite supérieur et les minéraux métamorphiques sont apparus pendant les dernières phases de plissement.

L'Amphibolite de Crooked se situe entre la Quesnellie et le sous-terrane de Barkerville sur la marge ouest des hautes terres de Quesnel et fait partie du terrane de Slide Mountain. Les roches ont partout une foliation de flux considérée comme le résultat d'un cisaillement. Des minéraux métamorphiques de composition mafique définissent la foliation.

Dans l'ensemble du terrane de Slide Mountain, les structures fragiles supposent une mise en place à des niveaux peu profonds où le thermométamorphisme a eu lieu entre 300° et 400°C.

Quesnellie

La Quesnellie, qui est le terrane structuralement le plus haut de la région, se caractérise par des plis ouverts et par du cisaillement localisé près de son contact avec l'Amphibolite de Crooked. Les zones de cisaillement parallèles à la stratification contiennent des bandes formées par une intense schistosité de flux dans une phyllonite de 1 à 15 m d'épaisseur, ainsi que des charnières de plis isolées mises en évidence par des lamines distendues de siltite. Ils transposent et recoupent la stratification, mais sont parallèles au contact régional de la Quesnellie et du sous-terrane de Barkerville. Le cisaillement parallèle est associé à la mise en place de la Quesnellie et du terrane de Slide Mountain sur le sous-terrane de Barkerville.

Des plis ouverts à serrés dont la longueur d'onde est généralement inférieure à 10 m ont une direction générale nord-ouest, sont droits à asymétriques à vergence est, et leur surface axiale est moyennement inclinée vers l'ouest. Le clivage est variable, ardoisier à phylliteux. Le système de plis que contient la Quesnellie est en partie contemporain du cisaillement et replissé par des structures ultérieures, légèrement plus fragiles, composées de plis ouverts et de crénulations associés à des anticlinoriums et à des synclinoriums régionaux. Ils se superposent aux structures ductiles de la zone de transition. Des failles abruptes recoupant la plupart des plis sont liées à la distension survenue au cours de l'Éocène.

La Quesnellie a généralement été exposée à une déformation transitionnelle ou fragile tout au long de sa mise en place sur le sous-terrane de Barkerville. Localement, elle a subi un métamorphisme régional au faciès des amphibolites. En coupe structurale, la Quesnellie, en amont du contact avec le sous-terrane de Barkerville, montre des structures progressivement plus fragiles et en même temps, un métamorphisme décroissant. Cet effet est partiellement dû à l'accroissement de la viscosité du terrane, causé par la présence de l'épais basalte du Trias-Jurassique.

Région de l'arc de Kootenay

Le style structural des roches attribuées au terrane de Slide Mountain dans l'arc de Kootenay est intimement associé à celui des roches du terrane de Kootenay; les deux sont simultanément décrits. Comme dans la Cordillère septentrionale, la séquence de Slide Mountain couvre les épisodes de déformation et de plutonisme d'âge permien.

Conséquences des styles structuraux observés dans le Domaine d'Omineca

Des études détaillées de la structure, du métamorphisme et de la chronologie des événements tectoniques survenus dans les chaînes Cariboo et Omineca ont permis de réaliser plusieurs synthèses de l'évolution structurale du Domaine d'Omineca méridional. Les chercheurs sont en général de l'avis que l'activité tectonique principale a débuté au Jurassique moyen, par suite de la collision entre le superterrane intermontagneux et le protocontinent nord-américain. Deux hypothèses ont été formulées à propos de l'origine des premières structures formées, à vergence ouest, situées dans la portion ouest ou distale du prisme miogéoclinal. Selon la première hypothèse, il y aurait eu obduction vers l'est du terrane de Slide Mountain et de la Quesnellie suivie du découplement et du sous-charriage vers l'est des roches du socle (Brown et al., 1986). Selon la seconde hypothèse, il y aurait eu obduction des terranes accrétés, suivie d'un pincement tectonique dans lequel les roches accrétées auraient été repoussées vers l'est entre des roches supracrustales parautochtones, décollées du socle autochtone (Price, 1986). On ne connaît pas l'importance et la signification des structures initiales à vergence est, observées dans plusieurs localités.

Vers l'est à partir de la zone des structures à vergence ouest, du côté est de l'axe d'un éventail structural, la plupart des structures ont une vergence est. Ces structures sont antérieures à la mise en place des plutons du Crétacé moyen et se sont peut-être partiellement formées à la même époque et partiellement plus tard que les structures à vergence ouest. Une progression de la déformation d'ouest en est est apparente.

Un fort soulèvement du Domaine d'Omineca accompagné de la mise en place de vastes plutons granitiques a eu lieu au Crétacé moyen. Dans la Cordillère septentrionale, des décrochements dextres se sont produits à la même époque. Il reste encore à déterminer la relation existant entre ces événements et la collision possible du superterrane insulaire avec le superterrane intermontagneux et le protocontinent nord-américain.

Finalement, à l'Éocène, le soulèvement, le plutonisme et la formation de failles de distension dans le Domaine d'Omineca ont été contemporains des décrochements dextres apparus dans la Cordillère septentrionale, ainsi que du volcanisme et de la sédimentation survenus sur de grandes étendues dans les bassins de distension du sud du Domaine intermontagneux.

Dans le Domaine d'Omineca, la chronologie et la séquence des événements structuraux sont semblables à ceux déjà décrits, en allant vers le nord jusqu'à la frontière entre la Colombie-Britannique et le Yukon. Plus au nord, n'a été trouvé aucun indice d'une activité tectonique datant du Jurassique moyen, mais d'autres détails de l'évolution structurale sont analogues à ceux observés au sud.

PARTIE E. DOMAINE DE L'AVANT-PAYS

Résumé

Dans le Domaine de l'avant-pays, le style structural est surtout caractérisé par la présence de longues structures de compression linéaires ou curvilignes disposées en larges promontoires et rentrants, de 49°N à la frontière du Yukon et de l'Alaska. Du sud au nord, ces structures sont présentes dans les Rocheuses d'orientation nord-ouest, les monts Mackenzie et les monts Franklin d'orientation nord, nord-ouest et ouest, les monts Wernecke et le sud des monts Ogilvie d'orientation ouest, le nord des monts Ogilvie et les monts Richardson d'orientation nord, et les monts British-Barn d'orientation est à sud-est.

Dans les Rocheuses, le style structural de la sous-province des Rocheuses et de la sous-province des Foothills se manifeste par des failles de chevauchement et des plis de décollement (absorbant le raccourcissement) apparus suivant une progression ouest-est au-dessus d'un décollement majeur de faible profondeur. Dans les Rocheuses du Sud, le socle n'a pas été impliqué dans ces déformations. Au nord, dans deux localités de l'extrême ouest des Rocheuses, les roches cristallines occupent le toit des failles de chevauchement. Le style structural et le caractère stratigraphique général sont étroitement associés; d'épaisses successions compétentes de l'est des Rocheuses, composées de grès ou de carbonates, forment souvent de grandes nappes de charriage, tandis que dans les séquences de calcaire argileux et de shale calcareux interstratifiés, présentes dans les chaînons occidentaux, les plis de décollement et les déformations pénétratives sont caractéristiques. Dans les Foothills, les failles de chevauchement très rapprochées les unes des autres, les plis cylindriques et les plis en chevrons se trouvent au-dessus des surfaces de décollement. Vers le nord, dans la sous-province des Rocheuses et dans la sous-province des Foothills, les chevauchements font surtout place à des plis, en raison d'une variation des faciès des roches phanérozoïques, accompagnée d'une diminution du raccourcissement qui passe de 200 km au sud à 50 km au nord.

Dans les monts Mackenzie, le style structural se caractérise surtout par des plis concentriques à vergence est et ouest et par des failles de chevauchement. Ce style contraste fortement avec la déformation pénétrative et les failles de chevauchement en imbrications rapprochées, que l'on observe dans le faciès de shale de la chaîne Selwyn à l'ouest. D'étroits plis localement disposés en échelon, à double plongement, et situés dans le sud des monts Mackenzie, contrastent avec les vastes plis régionalement continus situés au nord. Dans tout l'arc, les systèmes de failles coulissantes apparues pendant la phase tardive, qui traversent obliquement les plis, traduisent la réactivation de structures dont l'âge peut remonter au Précambrien.

Les monts Franklin contiennent des nappes de charriage et des anticlinaux à double plongement disposés en chaînons d'orientation est, nord et sud-est, à la périphérie de l'arc structural de Mackenzie. D'un chaînon à l'autre, et dans chacun des chaînons, la dissymétrie opposée indique une vergence opposée.

Au moins quatre niveaux de décollement auraient participé à la déformation de l'arc de Mackenzie. Dans le nord-est des monts Mackenzie, de larges plis concentriques indiquent un décollement profond, tandis que dans les monts Franklin, les failles de chevauchement suggèrent un décollement à faible profondeur. Au-dessous des collines Colville proches et situées dans la plate-forme de l'Intérieur, un profond niveau de décollement s'étend peut-être au-dessous des monts Franklin, rejoignant ainsi des structures qui appartiennent aux monts Mackenzie. On estime le raccourcissement survenu transversalement à l'arc externe des monts Mackenzie à 45-55 km, tandis que dans la chaîne Selwyn située dans l'arc interne, principalement dans le Domaine d'Omineca, la largeur de la surface de sédimentation paléozoïque s'est peut-être réduite structuralement de plus de 100 km.

Dans les monts Wernecke, des structures générées par deux épisodes de distension survenus au Protérozoïque et par des épisodes de compression survenus au Protérozoïque, au Mésozoïque et au Tertiaire, ont créé trois culminations structurales qui s'étendent vers l'ouest, de l'extrémité des monts Mackenzie jusqu'à la frontière entre le Yukon et l'Alaska. Les structures de distension correspondent à des failles normales à fort pendage et à des systèmes de failles coulissantes caractérisées par des rejets relativement faibles, et qui probablement sont apparues tout à fait à l'intérieur de la marge protérozoïque. Les structures de compression se manifestent par de grands plis ouverts, concentriques, de direction générale nord-ouest et par des failles de chevauchement à fort pendage vers le nord-est ou à faible pendage vers le sud. Les systèmes de failles coulissantes qui datent probablement du Tertiaire sont peut-être des structures précambriennes réactivées.

Une variation marquée de l'orientation structurale existe entre les plis est-ouest en échelon du sud des monts Ogilvie et les plis nord-sud en échelon du nord des monts Ogilvie. Les monts Richardson de direction générale nord contiennent l'anticlinorium de Richardson à région axiale composée de roches du socle ainsi que le réseau de failles de Richardson, presque verticales, normales et dextres, et de direction générale nord et nord-est. Ce réseau traverse le Complexe de l'arche d'Aklavik, culmination structurale composite de direction générale nord-est qui a manifesté une activité intermittente pendant tout le Phanérozoïque. Au nord-ouest, les monts British-Barn contiennent des structures de compression disposées selon un arc convexe dirigé vers l'est, qui traduit peut-être un gauchissement oroclinal résultant de la rotation de la chaîne de Brooks à partir de l'archipel arctique, en sens inverse des aiguilles d'une montre.

Les Rocheuses

M.E. McMechan et R.I. Thompson

Les Rocheuses se laissent subdiviser structuralement en deux parties, qui s'étendent chacune entre 49°N et 60°N (fig. 17-56). À l'est, la sous-province des Foothills englobe des strates déformées d'âge surtout mésozoïque, tandis qu'à l'ouest, la sous-province des Rocheuses se compose principalement de roches du Paléozoïque et de temps plus anciens.

Des failles de chevauchement et des plis de décollement caractérisent structuralement les Rocheuses.

L'analyse est basée sur deux principes : (1) les plis et les failles de chevauchement se sont formés selon une progression temporelle et spatiale régulière, d'ouest en est, et (2) toutes les surfaces de décollement se rejoignent en profondeur sur une surface de décollement majeure de très grande extension, peu profonde, à pendage ouest, suivant laquelle les strates des Rocheuses se sont déplacées vers l'est (Douglas, 1958a; Bally et al., 1966; Price et Mountjoy, 1970; Royse et al, 1975; Thompson, 1979). Les roches du socle affleurent au toit des failles le long du sillon des Rocheuses du Nord dans le chaînon Deserters et le long du sillon des Rocheuses du Sud à proximité du Gneiss de Malton (voir chapitre 4).

Dans toutes les parties du Domaine de l'avant-pays, les failles de chevauchement résultent du décollement parallèle aux couches des plats, reliés entre eux par des rampes à l'emplacement desquelles des failles inverses recoupent la stratification. Au-dessus des rampes, les strates situées au toit ainsi que les strates des nappes de charriage sus-jacentes sont plissées en anticlinaux (Rich, 1934; Douglas, 1950).

Le style structural est en grande partie influencé par la compétence des séquences stratigraphiques. D'épaisses successions compétentes de carbonates ou de grès ont favorisé la formation de grandes nappes de charriage, tandis que les séquences de shale et de grès ou carbonates interstratifiés, moins compétentes, sont affectées par des plis de décollement, et dans les secteurs ouest, par une déformation pénétrative. Les variations de faciès qui apparaissent dans la succession du Cambrien au Crétacé inférieur sont la cause d'une diminution générale vers le nord de la compétence de la coupe stratigraphique, donc d'une variation cohérente du style structural vers le nord, les chevauchements prédominants au sud faisant progressivement place à des plis au nord. La transition d'un style à l'autre a lieu dans une vaste région comprise entre la rivière Athabasca et la rivière de la Paix. Il est donc pratique de subdiviser les Rocheuses en un segment sud, un segment central (transitionnel) et un segment nord (fig. 17-56). Dans chaque segment, d'importantes variations latérales du style structural témoignent de variations de la stratigraphie et de différences dans le niveau structural exposé.

Rocheuses du Sud

L'extrémité sud du Domaine de l'avant-pays, et également l'anticlinorium de Purcell situé dans le sud-est du Domaine d'Omineca (fig. 17-54A, B) se rétrécissent de sorte que leur largeur, d'environ 250 km près de la frontière canado-américaine, passe à 150 km au niveau de 52°N, principalement en raison de la convergence vers le nord, de la limite orientale de la déformation et de la limite orientale de l'arc de Kootenay (fig. 17-56).

Sous-province des Rocheuses

Des nappes de charriage composées de strates protérozoïques, de strates paléozoïques et de quelques strates mésozoïques occupent les Rocheuses du Sud (planche 32). Quelques-unes des failles, en particulier les failles de chevauchement bien connues de Lewis (planche 32), de McConnell et de Snake Indian sont visibles sur des centaines de kilomètres. Plusieurs styles structuraux, caractérisés par des variations de l'espacement, de l'orientation et de la déformation interne, sont l'expression de la séquence stratigraphique et du niveau d'érosion. Lorsque la coupe du Paléozoïque inférieur est mince et compétente, les strates du Cambrien moyen au Crétacé inférieur forment typiquement une série de nappes de charriage empilées, à pendage ouest, qui localement ont été plissées par le jeu des failles de chevauchement sous-jacentes (fig. 17-1, coupe L, en pochette). Ce style caractérise la partie orientale des Rocheuses, du col Crowsnest (49°30'N) jusqu'au nord de la rivière Athabasca, et se manifeste probablement au-dessous du grès jurassique-crétacé à plis ouverts, présent dans le bassin de Fernie (Price, 1962; Ollerenshaw, 1981). La géométrie interne des nappes de charriage est en grande partie contrôlée par les différences de faciès que présentent les strates du Dévonien supérieur (Fox, 1969; Jones, 1978; Beattie, 1984). Lorsque les strates se trouvent dans un faciès carbonaté, les nappes de charriage sont en général de simples plaques tabulaires affectées de plis secondaires, mais lorsqu'elles se trouvent dans un calcaire argileux ou un shale, elles contiennent des grands plis semblables bien visibles (fig. 17-57).

Au nord du col Crowsnest, la coupe du Paléozoïque inférieur s'épaissit fortement à l'ouest et englobe des strates quartzitiques et carbonatées compétentes dans quelques épaisses nappes de charriage plissées. Les strates paléozoïques contenues forment de grands plis et sont recoupées par des failles normales principalement inclinées

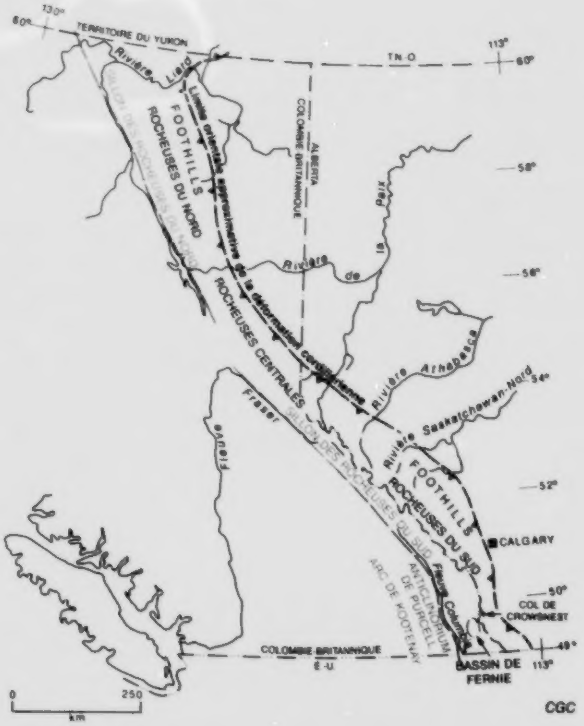


Figure 17-56. Principales entités tectoniques des Rocheuses.

vers l'ouest, tandis que les strates argileuses sous-jacentes du Protérozoïque supérieur accompagnées de grès et de carbonates accessoires sont clivées, et diversement plissées et faillées.

Une variation marquée du style structural apparaît là où les strates carbonatées du Cambrien moyen à l'Ordovicien inférieur, constituant de puissantes nappes de charriage, changent de faciès vers l'ouest et font place à un calcaire argileux et à un shale calcareux qui sont plissés et affectés par une déformation pénétrative (Cook, 1970, 1975). Les variations dans l'orientation du clivage, de celle des surfaces axiales des plis et de celle des failles définissent une structure régionale en éventail divergente vers le haut (anticlinorium de Porcupine Creek) qui s'étend de 49°30'N jusqu'aux abords de la rivière Saskatchewan-Nord, à 52°N (fig. 17-40, 17-56). Les structures situées du côté sud-ouest de l'éventail, initialement à vergence nord-est, ont subi une rotation et un déversement au fur et à mesure de la formation de la structure en éventail (Balkwill, 1972). Les strates de l'Ordovicien moyen au Dévonien moyen qui affleurent sur le flanc sud-ouest de la structure en éventail mettent en évidence des synclinaux complexes recoupés par des failles en régime compressif et par un réseau de failles transversales de déchirure de direction générale nord-ouest (fig. 17-58).

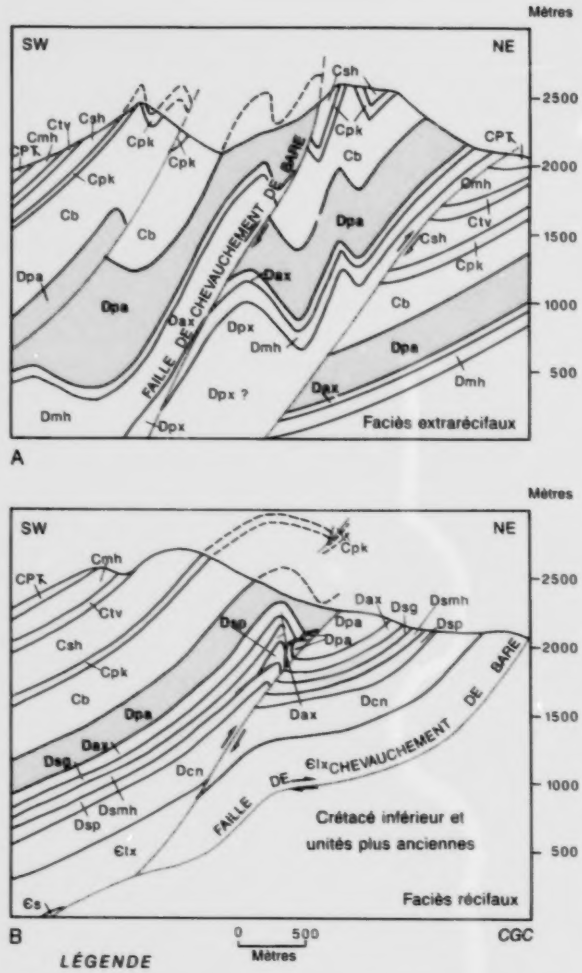
D'épaisses nappes de charriage composées de strates du Protérozoïque moyen apparaissent près du sillon des Rocheuses du Sud au sud de 50°N. L'une de celles-ci, la nappe de charriage de Lewis, s'étend sur toute la largeur de la sous-province des Rocheuses au sud du col Crowsnest (49°30'N; fig. 17-59). Les strates du Protérozoïque moyen définissent de larges plis ouverts formés par l'empilement de nappes de charriage sous-jacentes, ou des plis de rampes.

Les failles normales sont les plus fréquentes dans les épaisses successions compétentes. Dans la plupart des cas, elles ont une direction subparallèle à celle des failles de chevauchement et à celle des plis, ont un regard ouest, et sont postérieures aux chevauchements. En général, elles se rapprochent sans doute de l'horizontale en profondeur pour rejoindre des failles de chevauchement plus anciennes. Comme exemples, citons les failles normales jouxtant le sillon des Rocheuses du Sud et la vallée de Flathead (Bally et al., 1966). L'une de celles-ci, la faille de Flathead (fig. 17-59) fait partie d'un système de grabens postérieur aux structures de compression présentes dans la nappe de charriage de Lewis (Price, 1965; McMechan, 1981).

Des éléments structuraux et stratigraphiques transversaux, comme la bordure sud du bassin de shale du Cambro-Ordovicien, s'étendent sans aucun décrochement, de l'anticlinorium de Purcell, en traversant le sillon des Rocheuses du Sud, jusqu'aux Rocheuses du Sud (Leech, 1966).

Sous-province des Foothills

Des failles de chevauchement à vergence nord-est qui impliquent les strates mésozoïques et paléozoïques caractérisent les Foothills du Sud. Les plis concentriques jouent localement un rôle important près de la partie frontale des nappes de charriage. L'association typique de structures rencontrées dans les Foothills a été utilisée par Dahlstrom (1969) pour illustrer le principe des coupes structurales équilibrées. Entre la rivière Bow (51°N) et 49°N, les Foothills se composent de roches clastiques d'âge



LÉGENDE

- CPT Groupe de Rocky Mountain, Formation de Sulphur Mountain
- Cmh Formation de Mount Head
- Ctv Formation de Turner Valley
- Csh Formation de Shunda
- Cpk Formation de Pekisko
- Cb Formations d'Exshaw et de Banff
- Dpa Formation de Palliser
- Dax Formation d'Alexo
- Dmh Formation de Mount Hawk } Faciès extrarécifaux
- Dpx Formation de Perdrix } Faciès extrarécifaux
- Dsg Membre de Grotto de la Formation de Southesk } Faciès récifaux
- Dsmh Membre de Mount Hawk de la Formation de Southesk } Faciès récifaux
- Dsp Membre de Pechee de la Formation de Southesk } Faciès récifaux
- Dcn Formation de Cairn } Faciès récifaux
- Єlx Formation de Lynx
- Єs Formation de Sullivan

Figure 17-57. Modification du style structural accompagnant les changements de lithofaciès dans le Groupe de Fairholme (Dévonien supérieur), dans le chaînon Ram, en Alberta (près de la rivière Saskatchewan-Nord; d'après Beattie, 1984). À remarquer la nappe de charriage principalement tabulaire dans les faciès récifaux (B) comparativement au style de plis semblables observé dans les faciès extrarécifaux (A).

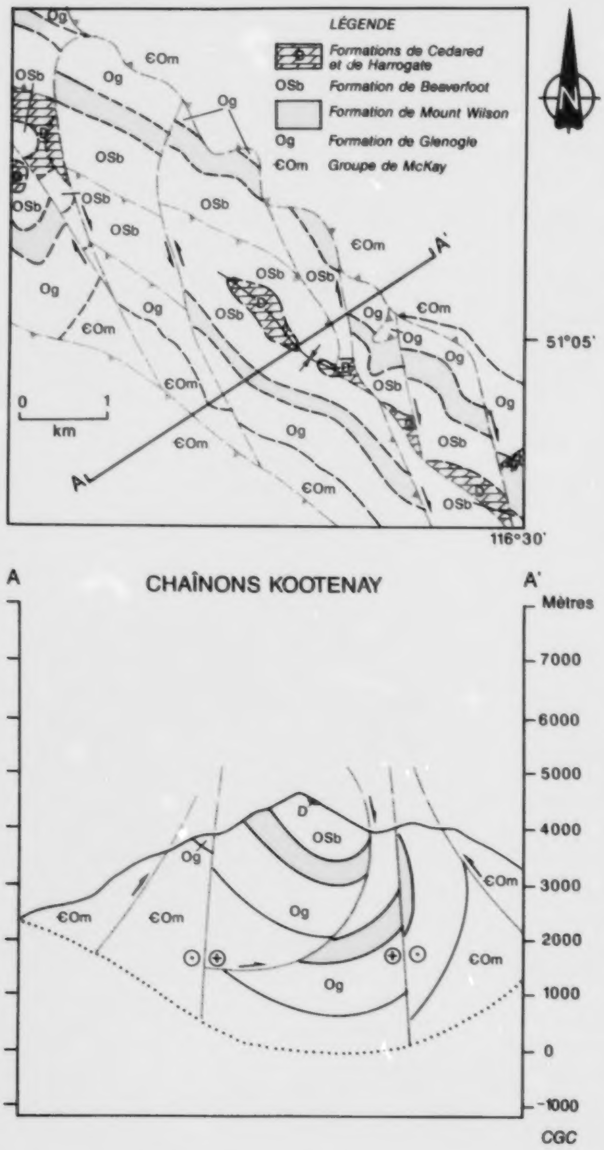


Figure 17-58. Carte et coupe structurale illustrant le style structural typique du calcaire argileux et du shale calcareux du Groupe de MacKay (Cambro-Ordovicien) qui ont été soumis à une déformation fragile. La région représentée est située sur le flanc occidental de la structure en éventail de Porcupine Creek.

mésozoïque, recoupées par des gerbes de failles subsidiaires des grandes failles de chevauchement qui disloquent les strates paléozoïques sous-jacentes (Bally et al., 1966). L'empilement des nappes de charriage transportant des strates paléozoïques a créé des culminations structurales locales qui sont d'importantes cibles de la prospection pétrolière (voir le chapitre 20, partie A). De moins nombreuses failles disloquent les roches clastiques du Mésozoïque dans la partie ouest de la sous-province où des plis par flexion (glissement strate sur strate) accompagnés de failles secondaires jouent localement un rôle plus important (Douglas, 1950). L'imbrication des strates mésozoïques devient moins fréquente au nord, et de vastes synclinaux, dont la région axiale se compose de roches clastiques non faillées du Crétacé supérieur et du Tertiaire, sont présents dans une grande partie des Foothills entre la rivière Ram (52°N) et la rivière Athabasca (53°15'N) (fig. 17-56, Carte des assemblages tectoniques, 1712A, en pochette). Au nord de la rivière Saskatchewan-Nord, les synclinaux des Foothills orientaux sont souvent séparés par des zones constituées de failles très rapprochées (fig. 17-60). Les failles sont inclinées tantôt vers l'est, tantôt vers l'ouest, et un grand nombre d'entre elles sont plissées (MacKay, 1943; Douglas, 1985b); du point de vue de leur géométrie, elles ressemblent à des zones triangulaires. Les synclinaux situés à l'ouest sont au moins localement séparés des failles imbriquées, dans les roches clastiques du Crétacé inférieur, par un décollement au niveau du shale du Crétacé supérieur (Charlesworth et Kilby, 1981). La limite entre les Rocheuses du Sud et les Foothills est habituellement une grande surface de charriage.

Il existe une zone triangulaire à la limite orientale de déformation, en bordure de la majeure partie des Foothills du Sud (fig. 17-1, coupe K, en pochette). Dans cette zone, les structures de chevauchement à vergence nord-est se sont introduites au-dessous d'un système de failles à pendage est et au-dessus d'un décollement basal, produisant ainsi le flanc ouest, à pendage est, du synclinal d'Alberta (fig. 17-59; Gordy et al., 1977; Jones, 1982).

Rocheuses centrales

Dans les Rocheuses centrales, le style structural du Domaine de l'avant-pays change, passant d'un style dominé par des failles de chevauchement à un style structural caractérisé par des plis. Les failles prennent de moins en moins d'importance vers le nord (Carte des assemblages tectoniques, 1712A, en pochette). La partie centrale du Domaine de l'avant-pays se rétrécit progressivement, et passe d'environ 130 km de large près de la rivière Athabasca à 100 km de large dans la région de la rivière de la Paix, par suite de sa troncature progressive vers le nord, le long du sillon des Rocheuses du Sud et du sillon des Rocheuses du Nord.

Sous-province des Rocheuses

Dans la partie orientale de la sous-province des Rocheuses, près de la rivière Athabasca, des nappes de charriage à pendage sud-ouest composées de strates du Cambrien moyen au Jurassique, qui sont déformées par des plis disharmoniques et localement imbriquées (fig. 17-1, coupes K, I, en pochette) sont remplacées au nord de 54°N par des strates du Dévonien supérieur au Trias affectées par des plis faillés complexes, qui se sont formés au-dessus d'un décollement au sein de shales du Dévonien supérieur. D'épaisses nappes de charriage constituées de strates plissées du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque inférieur occupent une vaste portion de l'ouest de la sous-province.

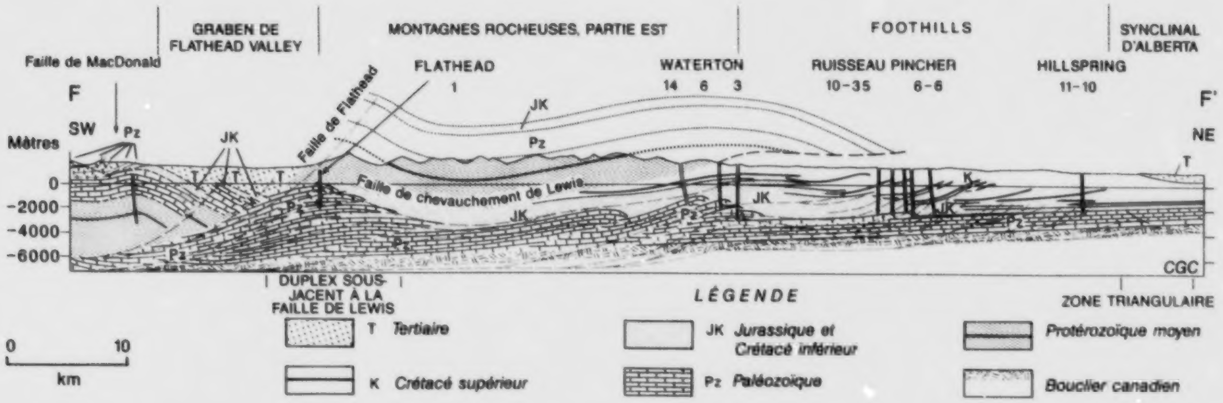


Figure 17-59. Coupe structurale des Foothills, de la partie est des Rocheuses et du graben de Flathead Valley, dans la région de Waterton (d'après Gordy, 1977 dans Gordy et al., 1977 et McMechan, 1981).

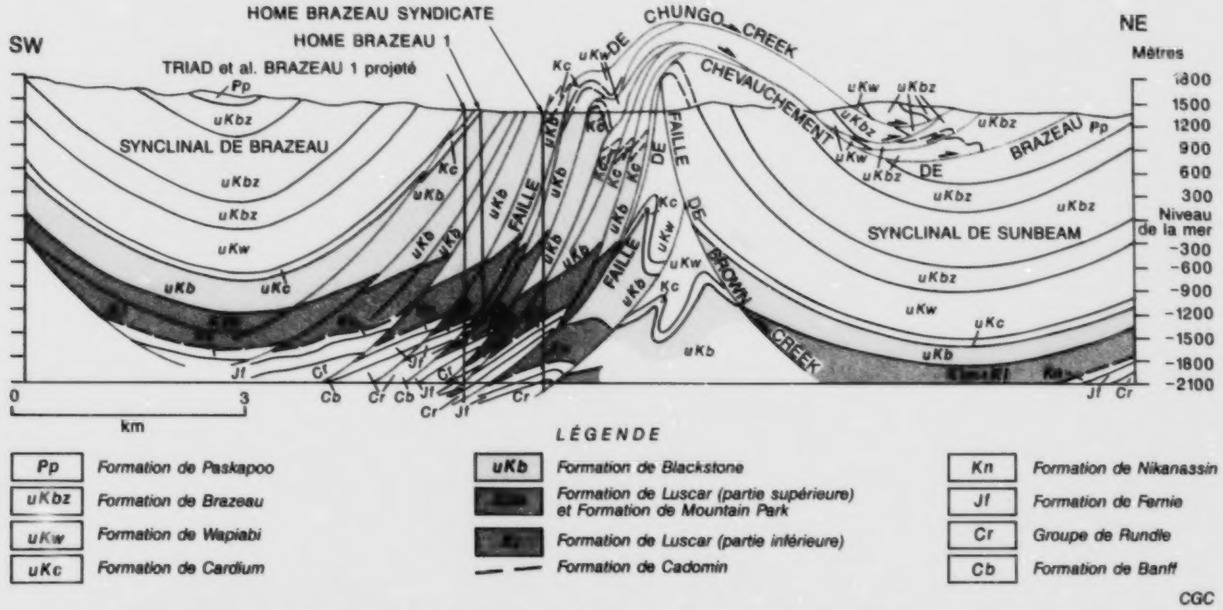


Figure 17-60. Coupe structurale illustrant le style structural de la partie est des Foothills, au nord de la rivière Saskatchewan-Nord (d'après Douglas, 1958b). De grands synclinaux dont la région axiale se compose de grès du Crétacé supérieur sont séparés par des zones de failles complexes.

Dans la partie occidentale de la sous-province, d'épaisses strates compétentes du Paléozoïque inférieur contenues dans les nappes de charriage forment de vastes plis ou des homoclinaux parallèles aux chevauchements, recoupés par des failles de chevauchement subsidiaires et par des failles normales (fig. 17-1, coupes K, I, en pochette). L'inversion du rejet stratigraphique longitudinal suggère que certaines failles normales étaient initialement des failles de chevauchement. Au sud de 54°30'N, les strates clivées sous-jacentes du Protérozoïque supérieur sont faillées et contiennent des plis disharmoniques dont la longueur d'onde et l'amplitude sont bien inférieures à celles des plis présents dans le quartzite sus-jacent du Cambrien inférieur. Cette disharmonie indique qu'un décollement s'est produit dans l'argilite près du sommet de la succession du Protérozoïque supérieur (Charlesworth et al., 1967).

Les principales zones de décollement à la faveur de niveaux relativement ductiles, se trouvent près de la base et du sommet de la séquence du Protérozoïque supérieur à l'ouest, et dans les strates du Cambrien moyen (au sud de 54°N) ou du Dévonien supérieur (au nord de 54°N) à l'est. Près de la rivière de la Paix, le shale calcareux et le calcaire argileux du Cambrien à l'Ordovicien constituent

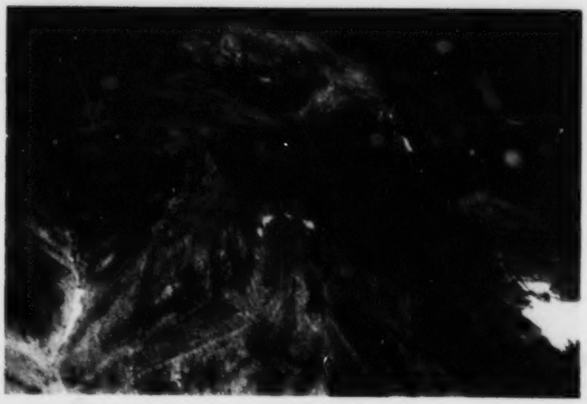


Figure 17-61. Photo prise dans une direction nord-ouest, sur la rive nord du lac Kakwa, dans la région du col Monkman (Rocheuses centrales), montrant un pli coffré disloqué au sein de la Formation de Palliser (Dévonien supérieur) auquel succède en profondeur un pli en chevrons dans les unités de la Formation de Mount Hawk (Dévonien supérieur). Le pli se trouve dans une nappe de charriage composée de carbonates et de shale du Dévonien et du Carbonifère. À remarquer la charnière occidentale disloquée et la trace curviligne de la charnière orientale. (Photo: R.I. Thompson). GSC 205384

un décollement intermédiaire qui se prolonge dans les Rocheuses du Nord.

Des chevauchements non émergents (blind-thrusts) constitués de strates du Dévonien moyen et de périodes plus anciennes traversent l'est des Rocheuses, et se prolongent au moins aussi loin au sud que le col Pine (55°30'N), où ils ont été identifiés au moyen de forages d'exploration. Le faible rejet stratigraphique ou l'absence de failles sur la bordure est des Rocheuses occidentales suggèrent que les chevauchements non émergents existent au sud jusqu'à 54°30'N.

Sous-province des Foothills

Des failles de chevauchement à vergence nord-est, situées dans des strates du Crétacé inférieur, du Jurassique, du Trias et du Paléozoïque, caractérisent les Foothills centraux au nord de la rivière Athabasca (fig. 17-1, coupes K, I, en pochette; Carte des assemblages tectoniques, 1712A, en pochette). Des boutonnières de roches paléozoïques exposent des plis spectaculaires formés dans les strates du Dévonien supérieur et du Carbonifère. Au nord, ces boutonnières n'existent pas et les failles de chevauchement qui traversent les strates crétacées sont remplacées par des plis en chevrons et par des plis coffrés qui, dans la région de la rivière Smoky, influencent le plus fortement le style structural en surface. Les décollements survenus dans le shale du Crétacé séparent des plis de longueur d'onde et d'amplitude différentes, qui déforment les strates les plus compétentes. Des nappes de charriage non exposées, composées de strates paléozoïques et triasiques plissées, sont séparées des plis sus-jacents par un important décollement survenu dans des strates du Jurassique et du Crétacé inférieur.

La disharmonie structurale observée au-dessus du décollement dans les roches du Jurassique-Crétacé diminue au nord. Dans la région de la rivière Sukunka (55°N), de vastes synclinaux ouverts, séparés par des anticlinaux plus étroits et par des failles, sont les principales structures. Entre la rivière Sukunka et 55°30'N, la principale zone de décollement séparant les structures des Foothills des failles et des plis sous-jacents passe du niveau du Jurassique-Crétacé au shale du Trias inférieur (McMechan, 1985), par suite d'une variation des faciès et de la compétence des strates. Dans la même région, les carbonates du Dévonien supérieur sont remplacés par une épaisse séquence de shale s'échelonnant du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur, dans laquelle est survenu un décollement régional s'étendant à l'ensemble des Foothills du Nord et séparant des plis faillés formés dans des carbonates carbonifères, des strates sous-jacentes du Dévonien moyen et de périodes plus anciennes, non déformées ou traversées par des failles de chevauchement (Fitzgerald, 1968; Thompson, 1979; McMechan, 1985).

Il existe une zone triangulaire sur la marge orientale des Foothills au sud de 54°30'N où des structures de chevauchement à vergence nord-est se sont introduites au-dessous d'un décollement survenu dans un shale du Crétacé supérieur et au-dessus d'un décollement basal, constituant ainsi le flanc occidental à pendage est du synclinal d'Alberta (fig. 17-1, coupes K et I, en pochette; Jones, 1982; Teal, 1983). Au nord, il a pu se produire du sous-charriage sur toute la largeur des Foothills au-dessous d'un décollement supérieur dans des strates du Jurassique-Crétacé ou dans des strates du Trias inférieur (McMechan, 1985; fig. 17-1, coupe I, en pochette).

Rocheuses du Nord

Les Rocheuses du Nord s'élargissent et passent de 100 km dans la région de la rivière de la Paix à 150 km à 58°N en raison de la divergence entre les structures des Foothills d'orientation nord-nord-ouest et les structures des Rocheuses d'orientation nord-ouest (fig. 17-62). Dans la région de la rivière Liard (59°N), la divergence s'accentue là où les structures des Foothills forment un étroit rentrant avant de s'incliner vers le nord, prolongeant ainsi le vaste arc des monts Mackenzie et Franklin.

À l'ouest, la sous-province des Rocheuses est tronquée obliquement par le sillon des Rocheuses du Nord, qui contrairement au sillon des Rocheuses du Sud, est le lieu morphologique d'un décrochement d'au moins 750 km (Gabrielse, 1985).

Sous-province des Rocheuses

Des nappes de charriage plissées, constituées de strates de l'Ordovicien au Dévonien moyen, forment une longue crête de direction générale nord, dont les sommets acérés suivent la marge orientale de la sous-province des Rocheuses du Nord (fig. 17-63). À l'ouest, la topographie de caractère moins accidenté recouvre des strates plissées, chevauchées et présentant localement un clivage pénétratif, constituées surtout de roches incompétentes dont des roches clastiques fines du Paléozoïque moyen et du Protérozoïque supérieur, du shale du Cambrien-Ordovicien et du calcaire et du grès argileux de l'Ordovicien-Dévonien (fig. 17-64). Le style structural des strates incompétentes est semblable à celui observé dans le bassin de Selwyn. La géométrie structurale présente des variations brusques, là où la direction

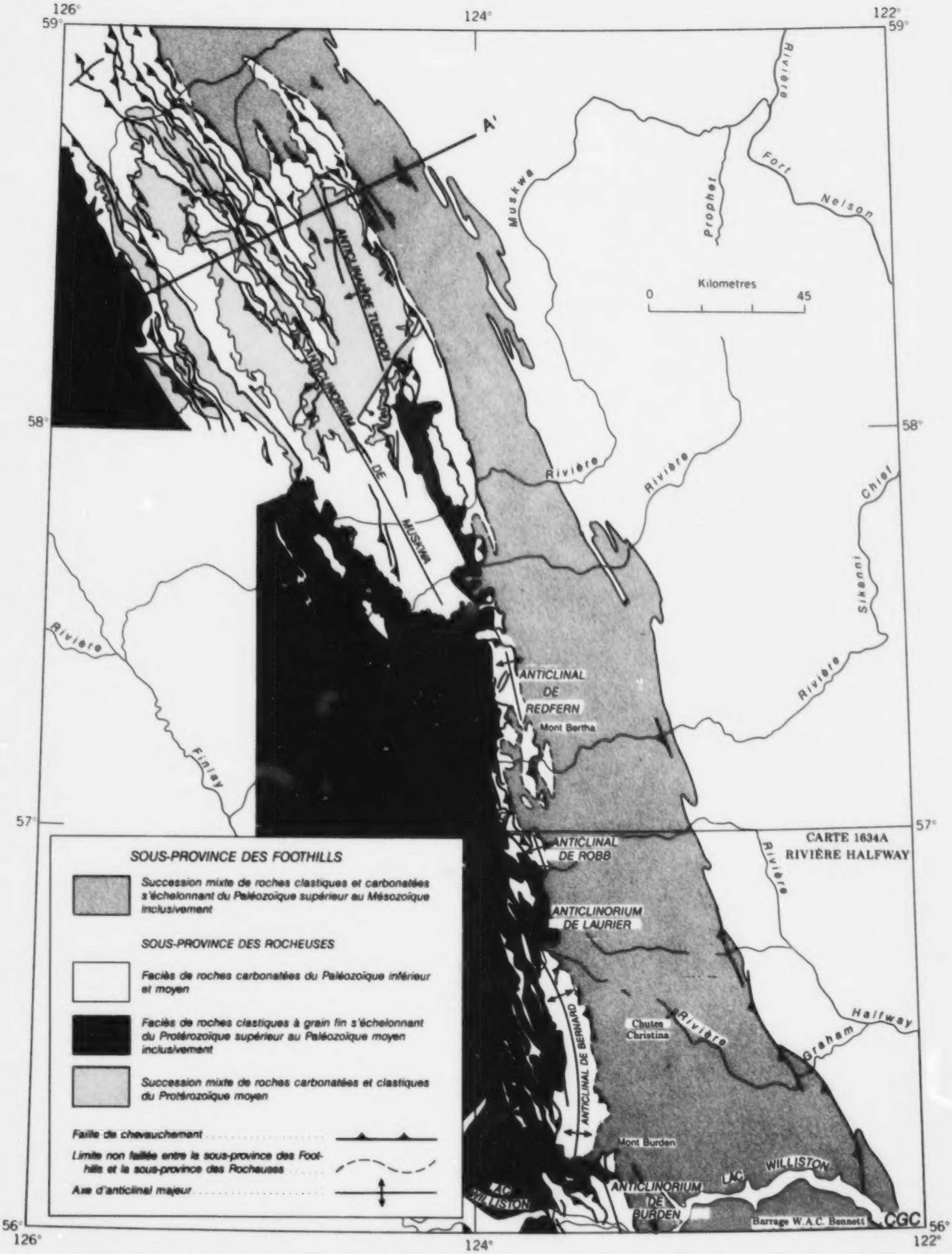


Figure 17-62. Carte tectonique des Rocheuses du Nord montrant les principaux éléments structuraux. La trace AA' correspond à la position de la coupe structurale représentée à la figure 17-66.

tectonique recoupe les faciès paléozoïques de transition entre les faciès à carbonates et à shale (fig. 17-65). La direction générale nord de ces régimes structuraux est interrompue entre 57°30'N et 59°N par l'anticlinorium de Muskwa (fig. 17-62), d'environ 50 km de largeur, qui comprend des nappes plis-couchés composées de carbonates et de roches clastiques du Protérozoïque moyen. La faille de Gundahoo tronque la marge ouest de l'anticlinorium là où les roches du Protérozoïque supérieur ont été amenées en surface.

Figure 17-63. Vue dans une direction sud, de la faille de chevauchement de Sidenius dans la sous-province des Rocheuses, qui se trouve dans les Rocheuses du Nord, dans la région de la rivière Halfway. La faille sépare un vaste synclinal, situé dans le compartiment supérieur (toit) de la faille et composé de carbonates (formations de Nonda et de Muncho-McConnell, Silurien et Dévonien), du shale de la Formation de Besa River (Dévono-Mississippien). Les carbonates dans les anticlinaux déversés, qui apparaissent au premier plan au centre, appartiennent à la Formation de Dunedin (Dévonien moyen). Le rejet du compartiment supérieur (toit) de la faille atteint au moins 10 km de l'ouest vers l'est. La trace de la faille de chevauchement passe au-dessus de la petite pointe pyramidale visible à l'horizon, à droite, sur la photographie. (Photo: R.I. Thompson). GSC 205383

Il existe dans les Rocheuses du Nord deux grands niveaux de décollement structural. L'un situé à l'est entre 56°N et 58°N, se trouve dans un shale calcareux et un calcaire argileux allant du Cambrien à l'Ordovicien et l'autre situé à l'ouest se trouve dans une argilite du Protérozoïque supérieur. À travers l'anticlinorium de Muskwa, des décollements existent à la base des carbonates du Silurien (Taylor et Stott, 1973) et dans les roches clastiques du Protérozoïque moyen (Thompson, 1981; Gabrielse et Taylor, 1982; fig. 17-66, fig. 17-1, coupe G, en pochette).

Un grand nombre des failles de chevauchement importantes ont une trace sigmoïde. Chacune d'elles forme un gradin abrupt de direction sud et à regard ouest car elles se trouvent au-dessus de rampes frontales.

La limite entre la sous-province des Rocheuses et la sous-province des Foothills coïncide avec les flancs, à pendage est, de grands anticlinaux du front montagneux, au coeur desquels se trouvent des strates du Paléozoïque moyen. Il en est tout à fait autrement dans les Rocheuses du Sud, où de vastes nappes de charriage comme celles de Lewis et de McConnell séparent les deux sous-provinces. Cette succession de grands anticlinaux indique l'existence de rampes en subsurface, qui relient des décollements profonds situés à l'ouest avec des décollements moins profonds situés à l'est. Entre 56°N et 58°N, des failles de chevauchement traversant le shale calcareux de l'Ordovicien inférieur (Groupe de Kechika) et des failles de chevauchement traversant, entre 58°N et 59°N, l'Assemblage de Muskwa du Protérozoïque moyen, recoupent vers le sommet, le long de rampes, le shale dévonien et carbonifère de la Formation de Besa River; ces déplacements le long et au-dessus des rampes ont formé les anticlinaux du front montagneux dont la région axiale se compose au sud de carbonates paléozoïques et au nord de carbonates protérozoïques. Le flanc est de chaque anticlinal montre un pendage continu au-dessous des plis complexes des Foothills. Les chevauchements qui les ont engendrés se poursuivent vers l'est à l'intérieur de la Formation de Besa River sous forme de chevauchements non émergents (Thompson, 1979, 1981). À mesure que les charriages ont progressé vers le sommet (le long des rampes) et vers l'est dans la Formation de Besa River, le recouvrement a été

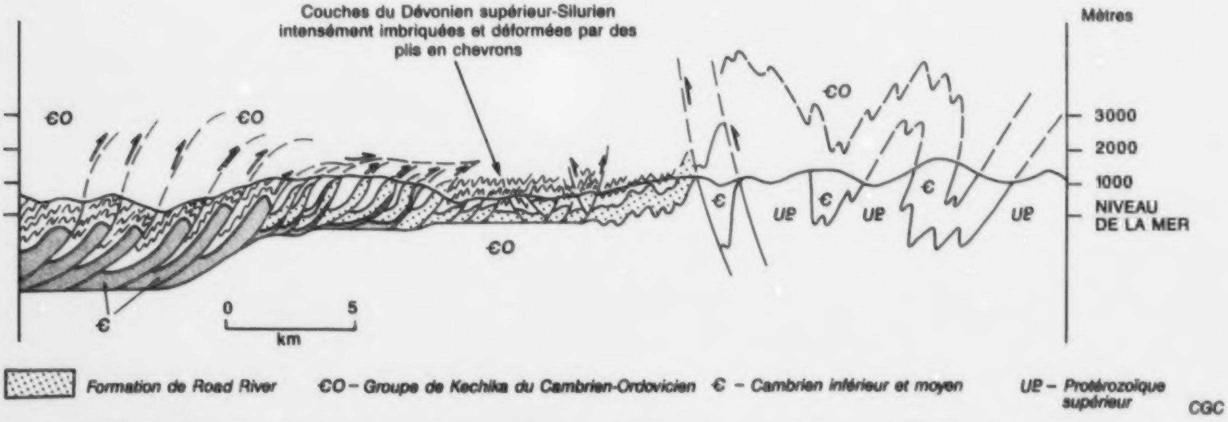


Figure 17-64. Style structural typique observé dans des strates incompétentes du Paléozoïque inférieur, dans le bassin de Kechika, dans la partie nord-ouest des Rocheuses. D'après McClay et al. (1988).

Figure 17-65. Vue vers le sud d'un ensemble de plis de décollement affectant les unités de la Formation de Prophet (Carbonifère inférieur) dans la région de la rivière Halfway, dans les Rocheuses du Nord. Les unités résistantes de couleur claire sont composées de calcaire; les unités en relief négatif, de couleur sombre, se composent de siltstone et de shale. La disharmonie structurale est typique des secteurs où la Formation de Prophet présente un changement de faciès marqué par le passage des carbonates aux shales. (Photo: R.I. Thompson). GSC 205385

compensé par un raccourcissement d'égale importance par plissement des roches du toit (Thompson, 1979, 1981; fig. 17-1, coupe H, en pochette; fig. 17-67).

Sous-province des Foothills

Des plis coffrés et des plis en chevrons de grande amplitude présents dans les strates du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque caractérisent la sous-province des Foothills (Fitzgerald, 1968; Thompson, 1979); la topographie locale se situe entre 500 et 900 m, à peu près comme dans la sous-province des Rocheuses. La marge orientale des Foothills est géologiquement et topographiquement abrupte, et délimitée par les flancs raides, à pendage est, des plis anticlinaux. Plus à l'est, il existe des plis de moindre amplitude au-dessous de la partie ouest du plateau de l'Alberta.

Dans les Foothills du Nord, des plis se sont formés au-dessus d'un décollement régional survenu dans d'épais shales du Dévonien et du Carbonifère. Des carbonates sous-jacents, du Dévonien moyen ou d'époques plus anciennes, ne présentent pas de déformation dans les deux-tiers orientaux de la sous-province. Un second décollement survenu à l'intérieur d'épais shales du Carbonifère tardif au Trias est la conséquence de la disharmonie structurale manifestée par le groupe de plis au sud de la rivière Halfway (57°N) (fig. 17-51; Fitzgerald, 1968).

Effet des particularités du socle sur la structure des Rocheuses

Dans les Foothills et dans la partie orientale des Rocheuses du Sud, la direction des failles de chevauchement se modifie, parfois jusqu'à 80°, dans la région d'un important rentrant situé entre 49°N et 50°N (Carte des assemblages tectoniques, 1712A, en pochette). Ce rentrant n'est pas le résultat d'une rotation différentielle (Norris, 1969) et coïncide avec un rentrant de forme similaire situé à la limite orientale de la sédimentation du Protérozoïque moyen (Supergroupe de Purcell (Belt)). Par conséquent, il est probable que les orientations structurales, le long du rentrant, soient influencées par la configuration du bassin d'effondrement (rift), qui remonte au Protérozoïque moyen (Norris, 1969; McMechan, 1981; voir chapitre 5).

Dans les Rocheuses du Nord, apparaît une divergence significative entre les chevauchements et les plis de direction générale nord-ouest situés dans l'ouest des Rocheuses, et les nappes plis-couchés et l'anticlinal de Tuchodi, de direction générale nord, situés sur la bordure orientale des Rocheuses (fig. 17-50). Cette divergence suggère que les failles initialement apparues dans le socle protérozoïque ont influencé les plissements et chevauchements survenus au Mésozoïque. Le début de la distension continentale est indiqué dans l'anticlinal de Tuchodi par un essaim de dykes de direction générale nord-nord-ouest et nord, antérieurs aux strates du Cambrien inférieur, par un faciès de rift du Cambrien moyen parallèle à la direction générale des structures régionales, et par une grande faille de distension présilurienne de direction générale nord-nord-ouest, oblique par rapport à la direction régionale nord-ouest des Rocheuses. L'anticlinal de Tuchodi indique l'existence en subsurface d'une rampe située au toit de la faille, immédiatement sus-jacente à un plat situé au mur. Cette rampe s'est probablement formée le long d'une flexure du socle prémésozoïque (compartiment ouest affaissé) ou d'une faille de distension (fig. 17-1, coupe G, en pochette; Thompson, 1981; fig. 17-66). La position et l'orientation de la rampe, et par conséquent l'orientation de l'anticlinal de surface, ont été contrôlées par la structure du socle. L'alignement de l'anticlinal de Tuchodi avec les anticlinaux du front montagneux au sud de la rivière de la Paix suggère que les flexures et failles du socle, de direction générale nord, s'étendent sur toute la longueur des Rocheuses du Nord.

Raccourcissement et distension dans la partie sud du Domaine de l'avant-pays

Dans le Domaine de l'avant-pays, le raccourcissement atteint son maximum au sud et diminue progressivement vers le nord. Dans la partie sud des Rocheuses du Sud et de l'anticlinorium de Purcell, il est estimé à environ 200 km (Price et Fermor, 1985; Monger et al., 1982). Dans la partie sud des Rocheuses centrales, il atteint environ 140 km (Campbell et al., 1982); dans la partie nord des Rocheuses centrales, dans la région de la rivière de la Paix, le raccourcissement est estimé à environ 70 km (McMechan, 1987); et dans l'extrême nord des Rocheuses, à 58°30'N, il diminue jusqu'à atteindre, selon une estimation prudente, approximativement 50 km (Gabrielse et Taylor, 1982), peut-être en raison du fusionnement de failles importantes dans le sillon des Rocheuses du Nord. Au nord de la rivière de la Paix, et à l'ouest de la limite du passage progressif aux shales du Paléozoïque inférieur, l'intensité de la déformation a fortement augmenté.

Il s'est produit au moins 25 km de distension postorogénique dans le sud des Rocheuses près de 49°N (McMechan et Price, 1984). Aucune estimation de la

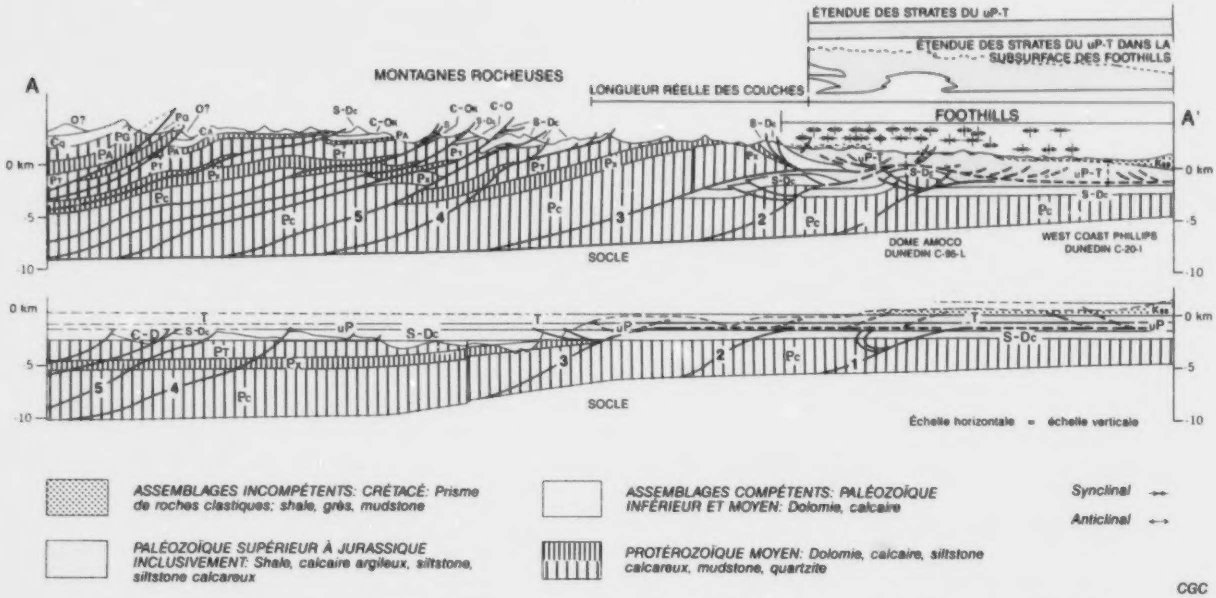


Figure 17-66. Coupe structurale AA' (la position de la coupe est indiquée à la figure 17-62) montrant les principaux éléments du style structural dans la sous-province des Foothills et la sous-province des Rocheuses (d'après Thompson, 1981). Voir aussi la coupe H de la figure 17-1.

distension n'a été faite dans d'autres parties du Domaine de l'avant-pays.

Chronologie de la déformation

Dans le sud des Rocheuses, la déformation en régime compressif a commencé à l'ouest et progressé vers l'est. Dans l'anticlinorium de Purcell, des failles inverses qui prolongent en continuité des failles de chevauchement dans l'ouest des Rocheuses ont précédé la mise en place des plutons du Crétacé moyen. À l'est, des sédiments d'avant-fosse datant du Campanien tardif témoignent de l'orogenèse survenue plus à l'ouest dans le Domaine de l'avant-pays, mais sont eux-mêmes recoupés par des failles de chevauchement dans les Foothills. Sur la bordure orientale des Foothills, des failles de chevauchement déforment les strates du Paléocène et ne sont probablement pas plus récentes que l'Éocène, puisque la distension survenue à l'Oligocène a touché les Rocheuses du Sud, comme en témoignent les sédiments de remplissage du graben au toit de la faille de Flathead.

Dans les Rocheuses centrales, une faille occidentale (Herchmer-Snake Indian) est postérieure au clivage et au métamorphisme qui remontent au moins au Jurassique tardif (McMechan, 1987) et antérieure au conglomérat qui s'échelonne du Crétacé supérieur à l'Éocène (Sifton) dans le sillon des Rocheuses. Sur la bordure orientale des Rocheuses, les structures en régime compressif dans les Foothills disloquent des strates du Crétacé supérieur et du Paléocène.

Dans les Rocheuses du Nord, une progression de l'ouest vers l'est de la déformation est bien visible. Dans l'ouest des chaînons Muskwa, la déformation contemporaine du métamorphisme régional date du Crétacé précoce (environ 120 Ma) ou d'une époque plus ancienne (Wanless et al., 1979). Le jeu de la faille de Herchmer a précédé la sédimentation du conglomérat de Sifton, et dans les Foothills à l'est, on sait seulement que les failles et les plis sont plus récents que le Campanien.

Monts Mackenzie, monts Franklin et collines Colville

D.G. Cook

Au nord de 60°N, le Domaine de l'avant-pays est une vaste zone arquée comprenant les monts Mackenzie, les monts Franklin et les collines Colville (fig. 17-68). Ce domaine est limité à l'est par les strates non déformées de la partie nord des Plaines intérieures, à l'ouest par la chaîne Selwyn qui fait partie du Domaine d'Omineca. Les strates observées se composent de carbonates et de roches clastiques d'eau peu profonde, qui s'échelonnent du Protérozoïque au Paléozoïque moyen et constituent la partie orientale, c'est-à-dire la partie interne, du miogéoclinal. Le style structural se caractérise par des plis concentriques et par des failles de chevauchement à vergence est et ouest, alors que dans la chaîne Selwyn, située dans la partie externe du miogéoclinal, le faciès formé principalement de shale (bassin de Selwyn) se caractérise par une déformation pénétrative marquée par un clivage ardoisier, des plis mésoscopiques et des imbrications serrées. Cette région peut être subdivisée en cinq sous-régions ayant chacune son style structural particulier: (a) le centre des monts Mackenzie affecté par une seule grande faille de chevauchement, la faille de Plateau, (b) le sud des monts Mackenzie contenant d'étroits anticlinaux et des synclinaux relativement larges, (c) le nord des monts Mackenzie caractérisé par de vastes anticlinaux et par des synclinaux relativement étroits, (d)

les monts Franklin caractérisés par des anticlinaux isolés et des chaînons bordés par des failles de chevauchement et (e) les collines Colville, groupe de chaînons anticlinaux isolés et bas qui sont extérieurs à la Cordillère, mais ont intégralement participé à sa déformation. Les variations de style des plis d'une sous-région à l'autre sont attribuables à la nature de la succession stratigraphique et à la profondeur des niveaux hypothétiques de décollement. Il est possible de prouver ou de déduire que l'emplacement d'un grand nombre des failles coulissantes dextres a été contrôlé par des failles précambriennes antérieures.

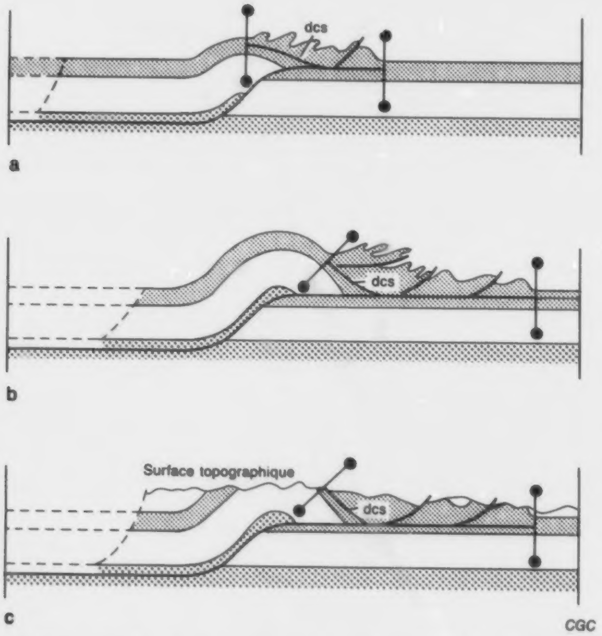


Figure 17-67. Représentation schématique du modèle de chevauchement non émergent. Les zones en pointillés représentent des strates mécaniquement incompétentes séparées par une unité carbonatée rigide. **a** illustre le début du chevauchement qui est accompagné d'un décollement progressif dans le compartiment supérieur (dcs); ainsi, les strates incompétentes du compartiment supérieur peuvent subir une déformation disharmonique et absorber le déplacement du chevauchement sous-jacent. Le chevauchement cesse d'exister là où le raccourcissement résultant du plissement du compartiment supérieur compense le déplacement produit dans le chevauchement sous-jacent — c'est ce que montre la tige de droite dans la coupe. **b**, le déplacement progressif le long de la faille de chevauchement accroît la largeur de la succession du compartiment supérieur, qui est déformée par des plis disharmoniques. **c** montre qu'il est difficile de reconstituer le décollement de l'anticlinal du front montagneux d'après l'examen des affleurements superficiels. Le principal chevauchement reste «non émergent» et une grande partie du raccourcissement subi par l'unité incompétente à plis disharmoniques restera peut-être difficile à évaluer tant que l'on ne disposera pas de bons repères stratigraphiques.

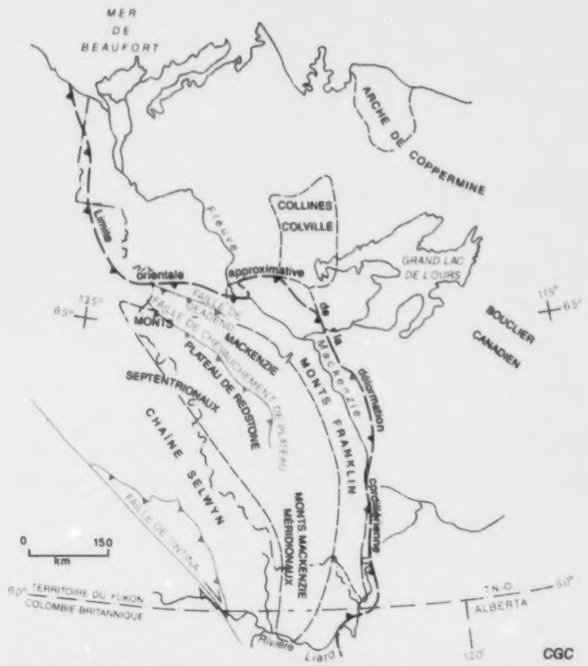


Figure 17-68. Carte de localisation de la partie orientale du Domaine de l'avant-pays, au Yukon et dans les Territoires du Nord-Ouest.

Centre ouest des monts Mackenzie

La principale structure du centre ouest des monts Mackenzie est la faille de Plateau (fig. 17-1, coupes D, E, en pochette; fig. 17-68; Gabrielse et al., 1973), continue sur une longueur d'environ 270 km. La faille de chevauchement a emprunté un niveau ductile de gypse du Protérozoïque moyen et a placé ce gypse et les roches plus récentes sur des strates qui ne remontent parfois qu'au Dévonien tardif. Le rejet stratigraphique peut dépasser 6 km. Les strates du toit de la faille ne sont pratiquement pas déformées et forment un plateau composé de strates subhorizontales placées à un niveau structural élevé et atteignant 30 km de large, qui présentent un contraste marqué avec les roches plissées situées à l'ouest et à l'est. La marge sud-ouest du plateau est indiquée par un synclinal dont le flanc oriental définit une flexure dans le plateau, là où la stratification passe abruptement d'un pendage subhorizontal à un pendage sud-ouest (fig. 17-1, coupes D, E, en pochette). Selon Cecile et Cook (1981), cette flexure indiquerait l'emplacement central d'une rampe dans le mur de la faille de chevauchement, et selon Gordey (1981), elle indiquerait la présence d'une rampe située dans le mur d'un décollement plus profond. Il est possible que la faille de Plateau accuse un rejet d'au moins 35 km (Cecile et Cook, 1981).

Les strates subhorizontales ou légèrement inclinées de la nappe de charriage de Plateau qui s'échelonnent du Protérozoïque moyen au Paléozoïque inférieur forment le plateau de Redstone, limité à l'ouest par des roches du Paléozoïque inférieur déformées par des plis serrés. La variation du style structural coïncide avec un changement

brusque des faciès, dans les strates de l'Ordovicien supérieur au Dévonien, où des unités de roches carbonatées compétentes à l'est font place à des unités de roches argileuses incompétentes à l'ouest.

Sud des monts Mackenzie

La transition des Rocheuses du Nord à la partie sud des monts Mackenzie se trouve près de 60°N, et est définie par le changement abrupt de la direction générale des structures, qui du nord-ouest vire au nord et au nord-nord-est. Les strates protérozoïques, paléozoïques et mésozoïques forment des anticlinaux faillés à double plongement, étroits, localement disposés en échelon, et de vastes synclinaux à fond plat. Dans la plupart des anticlinaux, affleurent des carbonates paléozoïques résistants qui ne remontent qu'au Dévonien moyen, et sont accompagnés de quelques affleurements de quartzite du Protérozoïque moyen. La plupart des synclinaux contiennent un shale incompétent du Dévonien supérieur.

Les flancs de nombreux plis sont recoupés par des failles de direction est et ouest et de rejet modéré. Les systèmes de failles coulissantes dextres, de direction générale nord-nord-est et de phase tardive, comme la faille de Spirit, recoupent obliquement les plis (fig. 17-69). De nombreuses failles de ce type montrent un alignement régional, ce qui suggère la présence d'une faille du socle ravivée pendant les dernières phases de compression (Cook, 1983).

Les structures du sud des monts Mackenzie sont principalement des plis par flexion et des failles inverses fortement inclinées, avec sans doute un niveau de décollement au-dessus du socle cristallin. Gordey (1981) a calculé que le niveau du décollement se trouvait à 9 km environ au-dessous du niveau de la mer.

Nord des monts Mackenzie

Le nord des monts Mackenzie se caractérise par de grands plis régionalement continus d'amplitude et de longueur d'onde très différentes de celles des plis discontinus, disposés en échelon, du sud des monts Mackenzie (fig. 17-1, coupes D et E, en pochette). Dans des anticlinaux pouvant atteindre 20 km de large et plus de 50 km de long, affleurent des carbonates cambriens à dévoniens recouvrant en discordance des roches clastiques et un peu de carbonates du Protérozoïque. Les synclinaux plus étroits, en position intermédiaire, contiennent du shale et du grès peu résistants du Dévonien supérieur.

Trois larges anticlinaux constituent les principaux éléments structuraux de la zone d'environ 125 km de large qui s'étend de la faille de Plateau jusqu'au front montagneux. Des failles de chevauchement fortement inclinées dérangent les plis, mais les déplacements sont peu importants, de sorte que la continuité dans l'alternance des synclinaux et des anticlinaux ne disparaît que rarement. La plus longue de ces failles, la faille de Deadend, a 170 km de long et, près de la rivière Arctic Red, forme le front montagneux. Ailleurs, le front montagneux est constitué par le flanc oriental d'un anticlinal frontal.

Des systèmes de failles coulissantes, mineures et de direction générale nord, déplacent les strates protérozoïques et paléozoïques dans la région axiale des anticlinaux. Ce sont des failles précambriennes dont l'orientation a favorisé leur réactivation en systèmes de failles coulissantes dextres au cours de la compression survenue durant le Crétacé et le Tertiaire (Eisbacher, 1981).

Monts Franklin et collines Colville

Les monts Franklin occupent la portion externe des parties méridionale et centrale de l'arc de Mackenzie (fig. 17-68), et s'élargissent vers le nord jusqu'à 120 km au maximum dans la région de Norman Wells. À partir de là, en même temps que les collines Colville, ils forment une zone déformée qui se prolonge dans les Plaines intérieures. Cette zone externe se termine abruptement vers l'ouest et ne se prolonge pas au-delà de la partie nord de l'arc.

Les monts Franklin illustrent des relations structurales inhabituelles. Ils comprennent des crêtes structurales isolées, formées à partir de nappes de charriage, et des anticlinaux asymétriques à double plongement, et se subdivisent selon trois directions structurales nettement distinctes: nord-ouest, ouest et nord (fig. 17-70). Dans les collines Colville, la direction ouest n'est pas représentée, mais une direction nord-est additionnelle est évidente. Aucune direction ne se superpose à l'autre, mais par contre, dans des chaînons entiers, une direction est remplacée par une autre, puis réapparaît; chaque crête s'est apparemment formée avec sa géométrie sinueuse actuelle.

D'un chaînon à l'autre, le sens d'asymétrie et la direction de transport par failles varient (fig. 17-70). Également, les failles de chevauchement accusent un pendage et une direction relative de transport opposés d'un chaînon à l'autre. De plus, les failles caractérisées par des directions contraires de transport peuvent se trouver presque dans la même direction et dans le même chaînon.

Niveaux de décollement

Il semblerait que quatre niveaux de décollement aient participé à la déformation des monts Mackenzie, des monts Franklin et des collines Colville. Les plis concentriques résultent certainement de décollements profonds survenus dans les strates protérozoïques des monts Mackenzie, et leur envergure suggère que le décollement survenu sous la partie nord des monts Mackenzie est beaucoup plus profond qu'au sud (à comparer les coupes D et E, fig. 17-1, en pochette). Les décollements moins profonds correspondent à la faille de Plateau et à des failles situées sous les monts Franklin. Il semble que la faille de Plateau se soit formée par décollement des strates au-dessus d'une unité de gypse appartenant au Groupe de Little Dal du Protérozoïque moyen (Cecile et al., 1982). Vers l'est, le nord des monts Franklin est apparemment en grande partie constitué de strates qui ont subi un décollement au-dessus des couches de sel du Cambrien supérieur (Formation de Saline River).

Les collines Colville comprennent des strates protérozoïques (Davis et Willot, 1978) et comportent sans doute un profond niveau de décollement se prolongeant au-dessous des monts Franklin et rejoignant des structures profondes des monts Mackenzie. Par ailleurs, les collines Colville pourraient être la réponse peu profonde à de profondes failles coulissantes (Cook, 1983). Des failles coulis-

santes de même orientation se sont peut-être formées en subsurface au-dessous des couches de sel du Cambrien supérieur, créant ainsi une composante de cisaillement régional au sein d'un régime compressif, ce qui expliquerait les structures asymétriques énigmatiques situées dans la partie nord des monts Franklin (fig 17-70; Cook, 1983).

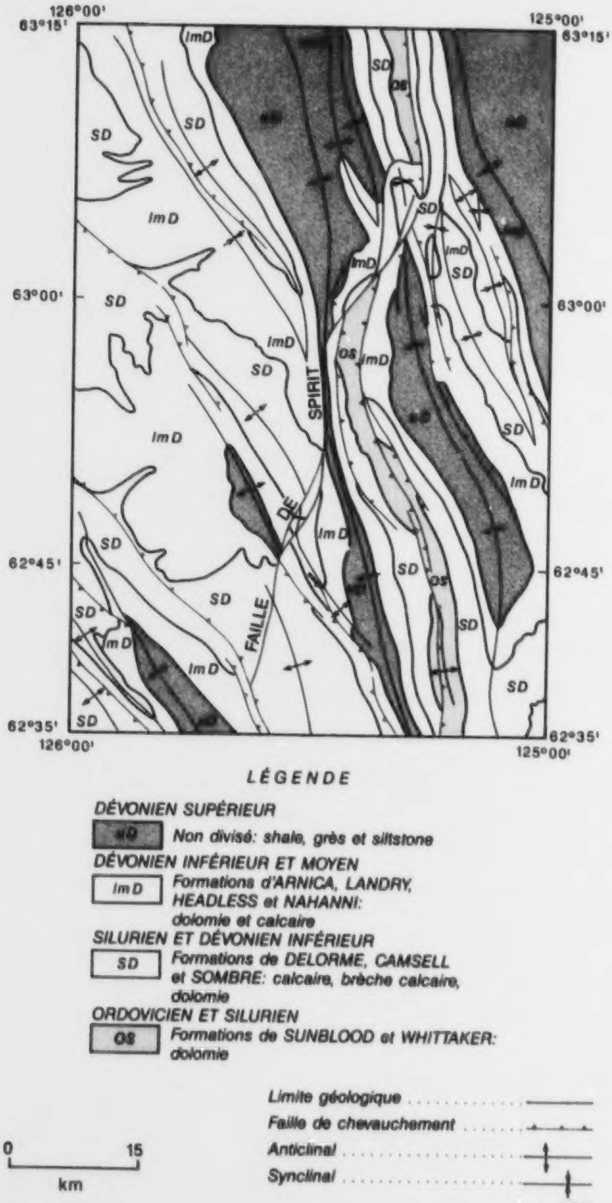


Figure 17-69. Faille de Spirit, dans la partie sud des monts Mackenzie. L'interaction entre les plis de décollement et le décrochement dextre suivant la faille de Spirit a simultanément créé les orientations structurales NW-SE et N-S.

Raccourcissement

Le raccourcissement survenu dans les monts Mackenzie et les monts Franklin a été estimé à 45-55 km (Gordey, 1981; Cecile et al.,1982), alors que dans la chaîne Selwyn à l'ouest, il est estimé à plus de 150 km. L'évaluation d'un raccourcissement relativement faible dans les monts Mackenzie et les monts Franklin s'harmonise bien avec les données paléomagnétiques, qui s'opposent à l'hypothèse d'une importante rotation interne et qui suggèrent que l'arc de Mackenzie reflèterait la géométrie originelle du bassin (voir chapitre 3).

Chronologie

Comme dans les Rocheuses, la déformation a progressé d'ouest en est. La déformation survenue dans la chaîne Selwyn a précédé la mise en place de vastes plutons datant du Crétacé moyen, tandis qu'à l'est, dans les monts Franklin, des roches qui ne remontent qu'au Paléocène

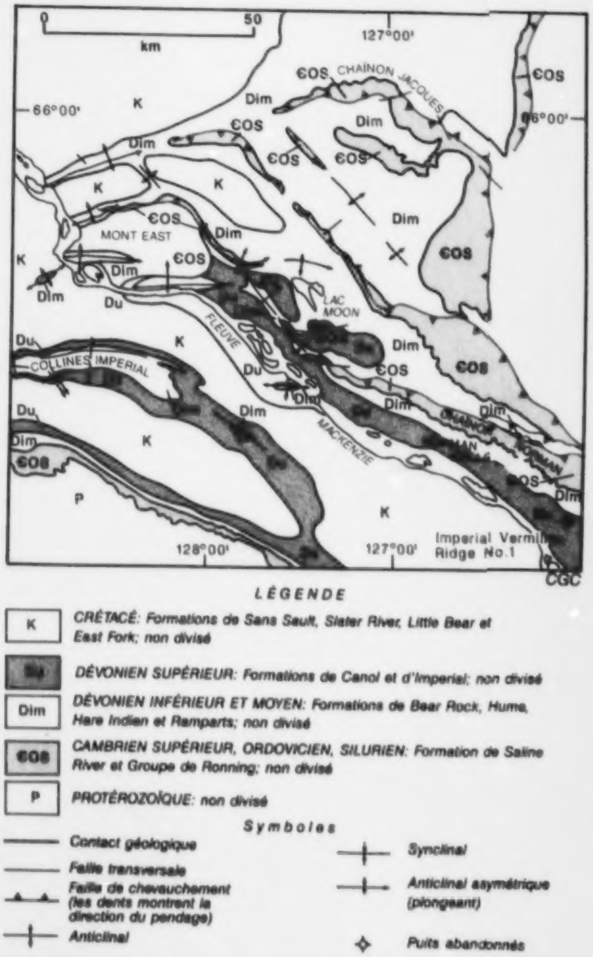


Figure 17-70. Carte schématique de la partie nord des monts Franklin.

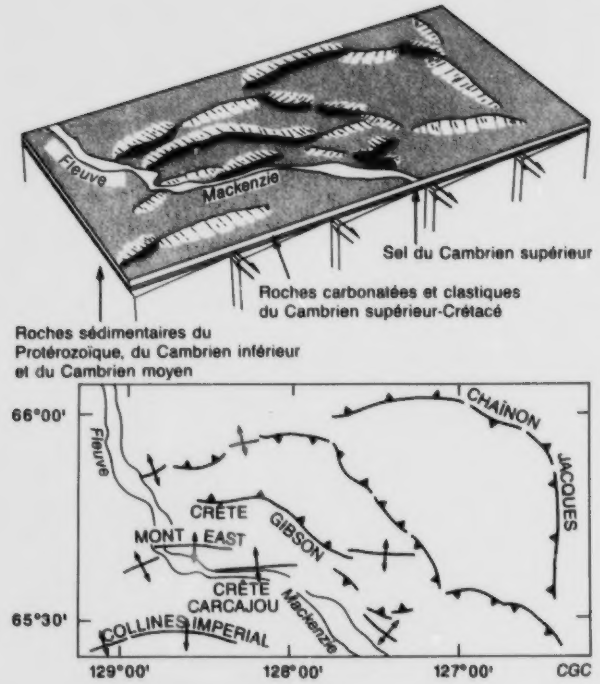


Figure 17-71. Bloc-diagramme schématique de la partie nord des monts Franklin montrant les strates de sel du Cambrien supérieur (en rose) formant une couche ductile qui sépare un domaine inférieur de failles coulissantes, d'un domaine supérieur de zones de cisaillement à répartition complexe (d'après Cook, 1983).

sont faillées et plissées. Une région de la partie centrale des monts Mackenzie contient des strates non marines de l'Albien(?) qui sont fortement déformées. Ces roches pourraient être les vestiges d'une séquence d'avant-fosse du Crétacé inférieur. La fosse se serait formée en réponse à la déformation et à l'épaississement crustal de la région de la chaîne Selwyn à l'ouest.

Monts Wernecke et sud des monts Ogilvie

R.I. Thompson

Les monts Wernecke sont la partie sud du prolongement vers l'ouest du Domaine de l'avant-pays dans le centre et l'ouest du Yukon (fig. 17-22). La faille de Dawson constitue leur limite avec le Domaine d'Omineca.

Les monts Wernecke contiennent des failles de chevauchement et des plis d'âge mésozoïque et tertiaire, dirigés vers le craton, et typiques des monts Mackenzie et des Rocheuses. En outre, au moins deux épisodes de distension sont apparents dans le Protérozoïque. Il s'est produit au Jurassique tardif et au Crétacé moyen une translation globale des strates des monts Wernecke vers le nord. Une rampe ou une succession de rampes d'orientation est-ouest, formées au niveau du décollement, ont créé les culminations structurales de Coal Creek, de Hart River et de Wind River (fig. 17-72, fig. 17-1, coupe C, en pochette).

Structures prémésozoïques

La culmination structurale de Wind River contient au moins deux générations de structures d'âge protérozoïque (Eisbacher, 1981). La première se compose de roches clastiques et carbonatées du Protérozoïque moyen, déformées par des plis serrés de direction générale nord-est (Wheeler, 1954; Gabrielse, 1967; Eisbacher, 1981), tronquées par une discordance à la base des roches volcaniques et silicoclastiques du Protérozoïque moyen ou supérieur. Elle correspond à un événement dit «événement de Racklan» survenu peut-être il y a environ 1 200 Ma. La seconde génération de structures, attribuée à l'«événement du rift de Mount Harper» (Roots, 1987; = «événement de Hayhook» défini par Eisbacher, 1981) comprend des failles de distension et des décrochements à fort pendage qui se sont manifestés au commencement du dépôt des sédiments de Windermere. Le nombre d'anciennes structures ravivées par les événements les plus récents est inconnu.

La culmination structurale de Coal Creek contient deux groupes de failles de distension, dont le plus récent est associé à l'événement du rift de Mount Harper; l'autre groupe témoigne peut-être d'une phase plus ancienne du rifting de Mount Harper (Mercier, 1985), ou s'est peut-être formé pendant l'événement de Racklan (Roots, 1987). Les failles les plus apparentes appartiennent au groupe le plus ancien, ont une direction ouest sur 20 km, un pendage abrupt vers le nord et présentent un rejet apparent d'au moins 1 km; les failles plus petites ont une direction générale nord-est et nord-ouest. Les failles synsédimentaires sont indiquées par la diversité des écoulements gravitaires survenus sur les compartiments affaissés, et par les variations rapides des puissances stratigraphiques d'un compartiment affaissé à l'autre. Les roches déposées durant l'événement du rift de Harper se trouvent sur le côté sud de la culmination. La faille de Harper Nord et la faille de Harper Sud sont les plus évidentes, ont un pendage nord d'environ 70° et présentent des rejets verticaux apparents de 1 à 3 km; les compartiments affaissés contiennent de massives coulées de débris, des turbidites, des olistolites et des roches volcaniques (planche 6). Les puissances et les faciès changent rapidement le long des directions de sédimentation et transversalement à celles-ci. Le rifting

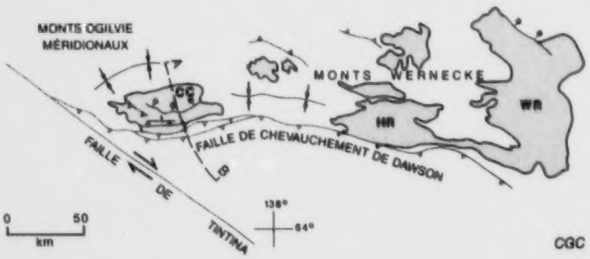


Figure 17-72. Croquis montrant la distribution des culminations structurales de Coal Creek (CC), de Hart River (HR) et de Wind River (WR) dans les monts Wernecke et dans le sud des monts Ogilvie. Les roches précambriennes situées au nord de la faille de chevauchement de Dawson apparaissent en rose. AB est la trace de la coupe C apparaissant à la figure 17-1 (en pochette). Les failles de North Harper et South Harper sont figurées en rouge.

qui a engendré les failles de Harper a probablement impliqué une étroite zone de la croûte, dans l'intérieur profond de la marge protopacifique.

Structures mésozoïques et tertiaires

De larges plis et des failles de chevauchement mineures ont accompagné au cours du Mésozoïque la translation des monts Wernecke vers le nord. Dans la culmination structurale de Wind River, la plupart des failles de chevauchement ont un fort pendage vers le nord-est (Blusson, 1974; Eisbacher, 1981); les plis sont ouverts, concentriques et d'orientation nord-ouest, excepté au sud-ouest où prédomine une orientation ouest. La culmination structurale plonge vers l'ouest au-dessous de larges plis de direction générale ouest-nord-ouest dans des strates carbonatées du Paléozoïque (Green, 1972).

La culmination structurale de Hart River est un vaste anticlinal de faible amplitude, morcelé par des failles à pendage abrupt de rejet inconnu, et disloqué, sur sa marge sud, par deux failles de chevauchement imbriquées. Entre les culminations structurales de Hart River et de Coal Creek, les roches clastiques du Paléozoïque sont déformées en plis serrés et imbriquées. La culmination structurale de Coal Creek se distingue par les nombreuses failles subverticales qui la compartimentent selon des directions nord et ouest (Mercier, 1985). De nombreuses failles sont des décrochements dextres ou senestres avec un rejet dépassant 2 km. Elles recoupent des plis et des failles de chevauchement, donc représentent une phase tardive de la déformation survenue au Tertiaire; certaines, sinon la plupart, pourraient être des failles précambriennes ravivées. La plupart des plis sont petits, mais localement bien visibles, généralement en chevrons, et plongent fortement vers l'ouest. Des failles de chevauchement existent sur les marges sud et ouest de cette culmination structurale, où elles ont un faible pendage vers le sud et juxtaposent des strates du Protérozoïque supérieur sur des strates du Paléozoïque inférieur.

Nord du Yukon

H. Gabrielse et C.J. Yorath

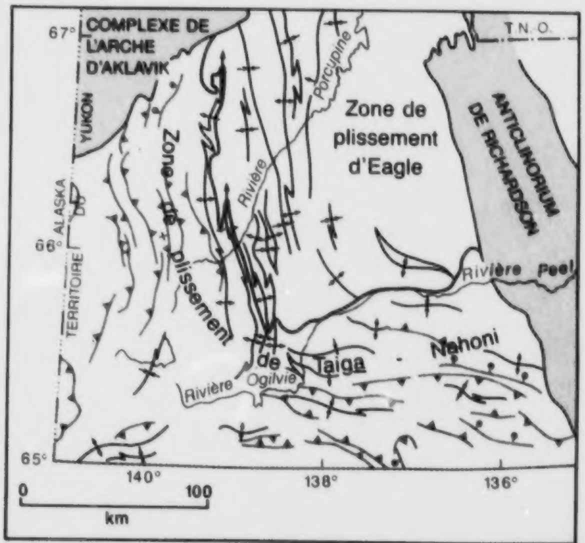
Le présent compte-rendu des styles structuraux du nord du Yukon a été rédigé en grande partie à l'aide de rapports publiés et inédits de D.K. Norris.

Les systèmes montagneux du nord du Yukon et leurs relations mutuelles sont parmi les plus complexes de la Cordillère nord-américaine, car ils représentent une partie du lien unissant la chaîne de Brooks de l'Alaska à l'orogène innuitien et à l'orogène de la Cordillère. De plus, c'est danc cette région que l'évolution tectonique d'une marge de convergence a fait place à celle d'un milieu de marge principalement passive. Les systèmes de contraintes en régimes compressif et extensif ont joué un rôle équivalent dans l'évolution du style structural et le développement des éléments tectoniques de la région.

Déflexion d'Ogilvie

La déflexion d'Ogilvie (Norris, 1972) qui représente le complément du vaste promontoire présent dans les monts Mackenzie, se traduit par une brusque variation de la direction des plis et des failles qui affectent les roches paléozoïques et plus anciennes dans la zone de plissement de Taiga-Nahoni, dont les éléments sont respectivement englobés par les chaînons Taiga et Nahoni des monts Ogilvie (fig. 17-73). Le bras du chaînon Taiga est tronqué à l'est par l'anticlinorium de Richardson dans le sud des monts Richardson et par le segment de Nahoni, en bordure du Complexe de l'arche d'Aklavik dans le chaînon Dave Lord. La plaine d'Eagle, qui contient la zone de plissement d'Eagle, se trouve dans l'angle interne de la déflexion. La zone de plissement a une longueur totale de 375 km.

Les trains de plis en échelon de la zone de plissement de Taiga-Nahoni contiennent d'excellents exemples de liens entre les plis. Ceux-ci sont typiquement disposés selon des systèmes en échelon de pas à droite et de pas à gauche, selon leur position dans la déflexion. Il en existe un exemple dans le segment de Taiga, où, sur une distance de 110 km, un groupement de plis, mis en évidence par un calcaire du Dévonien inférieur et moyen, est disposé en zigzag selon un système en échelon de pas à gauche. Le calcaire forme le front montagneux des chaînons Taiga, et en raison de la disposition en échelon des plis, le front montagneux est systématiquement de pas à gauche (vers le sud) en formant des gradins en direction de la pointe de la déflexion (fig. 17-74). À l'intérieur de la pointe de la déflexion, apparaissent à la fois des systèmes en échelon de pas à droite et de pas à gauche. Vers le nord, dans la segment de Nahoni, des systèmes en échelon de pas à droite apparaissent là où les groupes de plis se terminent sur la marge du Complexe de l'arche d'Aklavik. Souvent, les surfaces axiales ont un pendage abrupt et une vergence à la fois vers l'angle intérieur de la déflexion et hors de celui-ci.



CGC

Figure 17-73. Déflexion d'Ogilvie et éléments structuraux des monts Wernecke à la source de la rivière Ogilvie, dans le nord du Yukon, mis en évidence par la trace de grands plis et de failles de régime compressif qui englobent la zone de plissement de Taiga-Nahoni. Le trait gras représente les limites de plusieurs entités tectoniques incluses dans la déflexion ou adjacentes à celle-ci (d'après Norris, 1982a).

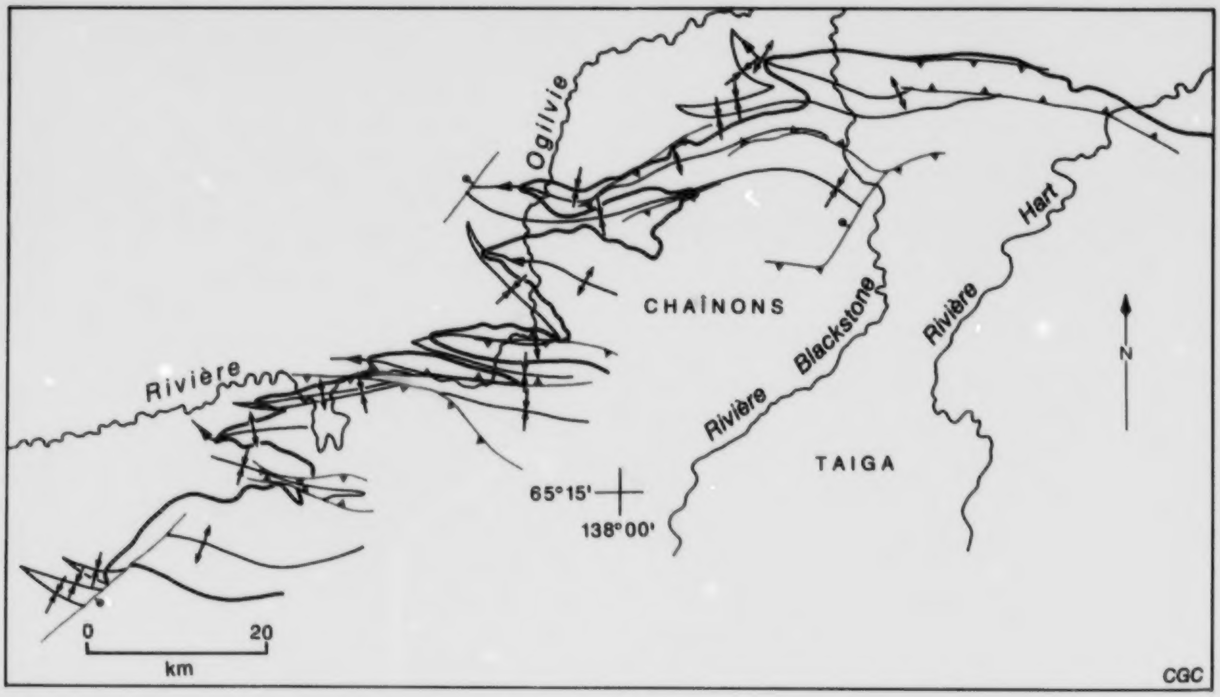


Figure 17-74. Série de plis dans l'ouest des monts Taiga, dans le nord du Yukon. Le trait gras, continu, délimite des plis à plongement ouest dans la Formation d'Ogilvie (Dévonien inférieur-moyen). Les failles de régime compressif (indentations dirigées vers le compartiment supérieur) ont décalé un flanc ou les deux flancs des plis (d'après Norris, 1982a).

L'inversion de la vergence se produit localement dans la direction des plis. Les failles de compression, qui ont une vergence nord et sud dans les chaînons Taiga, et une vergence est et ouest dans les chaînons Nahoni, perturbent localement les directions générales des plis.

Zone de plissement d'Eagle

La zone de plissement d'Eagle (Norris, 1974; fig. 17-73) comprend en grande partie des sédiments clastiques du Crétacé supérieur. Comme dans la zone de plissement de Taiga-Nahoni, des plis par flexion (glissement strate sur strate) cylindriques, généralement disposés en échelon de pas à droite, sont représentatifs du style structural. Lorsqu'ils sont asymétriques, leur surface axiale a un pendage prononcé vers l'est. Il est possible de suivre certains plis sur des distances atteignant 120 km. Localement, ils sont recoupés par de petites failles de compression à pendage est ou ouest et de faible rejet apparent.

Anticlinorium de Richardson

Les monts Richardson sont atypiques du Domaine de l'avant-pays. Leur moitié sud se compose d'un seul anticlinorium de direction générale nord-ouest, lequel diverge fortement par rapport à la direction est-ouest du nord des monts Mackenzie, des monts Wernecke et du sud des monts Ogilvie (fig. 17-73). À l'est et à l'ouest, ils sont bordés par des strates non déformées des Plaines intérieures septentrionales et de la plaine d'Eagle respectivement. L'anticlinorium a 360 km de long et 90 km de large. Son axe coïncide étroitement avec l'axe de la sédimentation des unités du Paléozoïque inférieur dans la cuvette de Richardson, qui a peut-être autrefois constitué un aulacogène sur l'ancienne marge continentale septentrionale (voir chapitre 7). L'anticlinorium est bordé par des carbonates et des shales plus récents, de plate-forme peu profonde. Au-dessous de la région axiale des strates du Paléozoïque inférieur, une anomalie de Bouguer positive signale probablement la présence d'un noyau du socle cristallin précambrien et pourrait indiquer l'absence de racine crustale. L'anticlinorium et le nord des monts Richardson sont recoupés par une série de failles attribuées au réseau de failles de Richardson.

Réseau de failles de Richardson

Le réseau de failles de Richardson (Norris et Hopkins, 1977), famille de failles presque verticales, curviplanes, de direction générale nord, s'étend sur environ 600 km à partir des monts Mackenzie, traversant l'anticlinorium de Richardson et pénétrant dans le Complexe de l'arche d'Aklavik avant de passer sous la péninsule de Tuktoyaktuk (fig. 17-1, coupe B, en pochette; 17-75). Au nord-est, il se continue probablement dans la plate-forme continentale avant de rejoindre la zone de failles de Cape Kellet (Norris et Yorath, 1981) à l'ouest de l'île Banks. Du sud au nord, autour du vaste arc qu'il constitue, le style des failles se

modifie, et les failles inverses à fort pendage font place à des failles verticales normales. La grande longueur du réseau, la courbure et la configuration anastomosée de la trace des failles en surface, les contrastes stratigraphiques transversalement au réseau et à l'intérieur de celui-ci, et l'alternance des compartiments soulevés et des compartiments affaissés à travers la zone de failles et le long de cette zone, permettent de l'identifier globalement comme une structure crustale d'importance fondamentale et d'envergure considérable. De plus, la disparition de plus de la moitié de l'épaisseur totale estimée des roches supracrustales dans l'un des compartiments (Norris, 1980) suggère que le socle cristallin précambrien a été au moins localement impliqué.

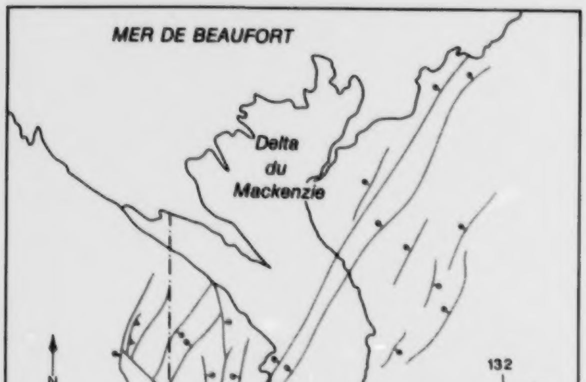


Figure 17-75. Réseau de failles de Richardson, dans le nord du Yukon et le nord-ouest du district de Mackenzie. Les failles sont représentées par des traits gras; les cercles pleins se trouvent du côté des compartiments affaissés, les indentations sont situées sur le toit des failles de régime compressif (d'après Norris, 1985).

Le réseau de failles de Richardson a contrôlé le développement initial de la cuvette de Richardson et plus tard celui de l'anticlinorium de Richardson. Du Protérozoïque moyen au Dévonien, les principaux éléments de ce réseau ont probablement été des failles coulissantes dextres (Norris et Yorath, 1981). Le rejeu des failles au Crétacé tardif et au Tertiaire précoce s'est principalement effectué selon le pendage (faille normale), et a simultanément provoqué l'inversion de la cuvette en un anticlinorium et la subsidence de la marge continentale du delta du Mackenzie.

En prolongeant par extrapolation les failles de distension sous la péninsule de Tuktoyaktuk jusqu'à l'ouest de l'île Banks, il est possible d'établir un lien structural entre l'orogène de la Cordillère et l'orogène innuitien (Norris, 1983a). Ce lien, qui se situe approximativement à 68°N et à 137°W, signale la région où l'orientation nord prédominante de la Cordillère bifurque et fait place à une orientation nord-est caractéristique de l'orogène innuitien, qui se traduit par la présence de failles normales sous la péninsule de Tuktoyaktuk, et à l'orientation ouest et nord-ouest du bras de l'Alaska, qui se traduit par la présence de failles de chevauchement et de plis dans les monts British et la chaîne de Brooks et sous la plate-forme continentale adjacente. Cette bifurcation, appelée «virgation de Porcupine» (Norris, 1983a) est peut-être un domaine de distension dans les roches supracrustales, qui s'agrandit vers le nord sous la plate-forme continentale et qui est complété par un domaine de compression synchrone comprenant des failles de chevauchement dans la chaîne de Brooks et dans les monts British (fig. 17-76).

Oroclinal de Brooks

Des structures présentes dans la chaîne de Brooks et les monts British, englobant le soulèvement de Romanzof (Norris, 1974) et la plate-forme de Beaufort avoisinante, sont disposées selon un arc de grande envergure, dont l'orientation nord initiale, à l'est, fait place à une orientation est, à l'ouest (fig. 17-76). La forme arquée est visible sur une distance courbe de 400 km entre la rivière Blow à l'est et la rivière Sagavanirktok à l'ouest. Dans la partie nord de la région continentale, l'oroclinal comprend des roches sédimentaires et ignées qui s'échelonnent en âge du Protérozoïque au Crétacé précoce. La plate-forme continentale est constituée d'épaisses couches de roches clastiques tertiaires provenant de la Cordillère.

Dans l'est de la chaîne de Brooks de l'Alaska, les failles de compression et les plis connexes ont une direction générale est-nord-est. Vers l'est, près de la frontière canado-américaine, les structures dévient d'abord très légèrement vers l'est puis vers le sud-est et enfin vers le sud dans les monts Barn à la pointe de l'oroclinal (fig. 17-62).

Deux styles structuraux apparaissent clairement dans les monts British-Barn. Le plus ancien, qui est antérieur au Mississippien, est limité à la Formation de Neruokpok du Précambrien et comprend des plis par flexion (glissement strate sur strate) cylindriques, ouverts à collapses, dont le plan axial est vertical, ou bien fortement incliné vers le sud-ouest ou le nord-ouest, et des failles inverses à pendage abrupt. Au contraire, des failles de chevauchement imbriquées et des plis ouverts caractérisent le style apparu au Crétacé. Vers l'est et le sud, aux alentours de l'oroclinal, les failles deviennent moins nombreuses et présentent un moins grand rejet stratigraphique, et fusionnent avec les

failles coulissantes et les failles normales très inclinées de la zone de failles de Kaltag-Porcupine (fig. 17-76).

Il existe un réseau d'anticlinaux diapiriques dans l'épaisse succession tertiaire sous la plate-forme continentale (fig. 17-1, coupe A, en pochette). Vers l'est à partir du prolongement extracôtier de la frontière canado-américaine, les anticlinaux ont chacun une direction générale est-sud-est, parallèle au grain structural des monts British, jusqu'à la position approximative du prolongement extracôtier de la zone de failles de Kaltag-Porcupine. À cet endroit, quelques-uns des anticlinaux dévient vers le sud-est, subparallèlement à la zone de failles. À l'intérieur et à l'est de cette zone, on observe une réduction marquée du nombre des grands diapirs en même temps qu'une variation du style structural, avec remplacement progressif des anticlinaux allongés à double plongement, à surface axiale curviplane, par des dômes sillonnés de failles syngénétiques.

Le grain structural de l'oroclinal pourrait principalement s'expliquer par la rotation, en sens contraire des aiguilles d'une montre, de la plaque de l'Alaska arctique autour d'un point situé à l'ouest du delta du Mackenzie à environ 68°N et 137°W, près de l'extrémité sud du segment de Porcupine de la zone de failles de Kaltag-Porcupine (cuvette de Blow - voir chapitre 9).

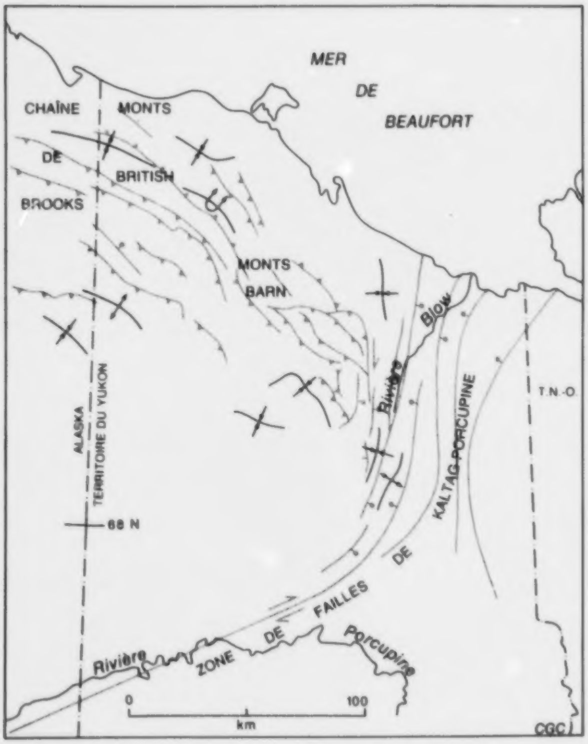
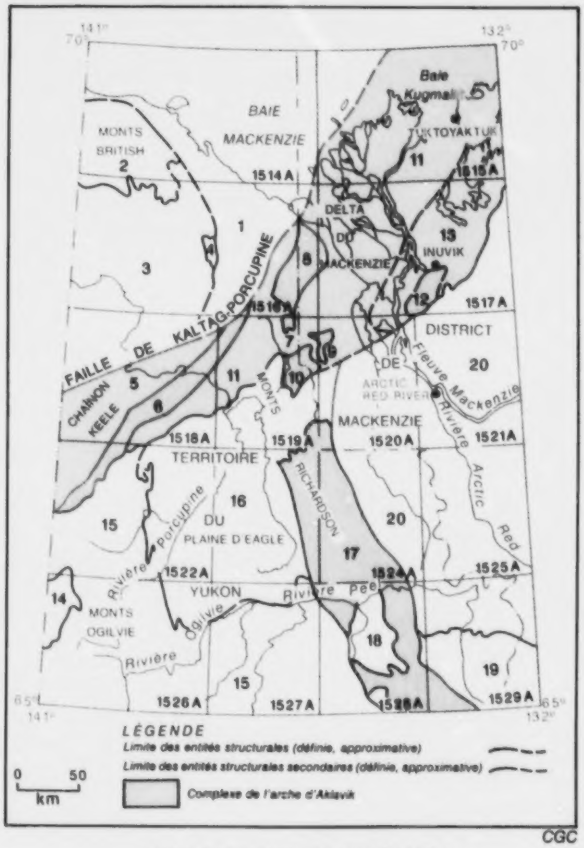


Figure 17-76. Oroclinal de Brooks, dans le nord du Yukon, mis en évidence par la trace de failles et plis majeurs. Les flèches indiquent la direction des décrochements connus ou probables, les cercles pleins se situent du côté des blocs affaissés, et les indentations indiquant les failles de régime compressif sont orientées vers le toit des failles (d'après Norris, 1981a, b).

Complexe de l'arche d'Aklavik

Le Complexe de l'arche d'Aklavik (Norris, 1974; Yorath et Norris, 1975; Norris et Yorath, 1981) est un élément composite de direction générale nord-est qui s'étend au Canada du chaînon Keele, près de la frontière canado-américaine, jusqu'à l'est du delta du Mackenzie (fig. 17-77). Ses diverses composantes sont limitées et compartimentées par des failles verticales de direction générale nord-est; au-dessous du sud du delta du Mackenzie, ce complexe est traversé par le réseau de failles de Richardson. Il est possible que ce dernier ait influencé les structures plus récentes à l'extrémité sud-ouest du complexe où la faille de Kaltag-Porcupine



INDEX DES SECTEURS NUMÉROTÉS

1. Dépression de Rapid
2. Soulèvement de Romanzof
3. Dépression d'Old Crow-Babbage
4. Soulèvement de Barn
5. Plate-forme de Keele
6. Plate-forme de Dave Lord
7. Soulèvement de White
8. Soulèvement de Cache Creek
9. Soulèvement de Scho
10. Soulèvement de Rat
11. Dépression de Canoe
12. Soulèvement de Campbell
13. Soulèvement d'Eskimo Lakes
14. Bassin de Kandik
15. Zone de plissement de Taiga-Nahoni
16. Zone de plissement d'Eagle
17. Anticlinorium de Richardson
18. Bassin de Bonnet-Plume
19. Zone de plissement de Mackenzie
20. Plate-forme de Northern Mountain

Figure 17-77. Entités tectoniques du nord du Yukon et du nord-ouest du district de Mackenzie (d'après Norris, 1983a, b). Les numéros de cartes de la CGC sont indiqués dans le coin inférieur droit des mailles.

se rapproche de ces structures, puis en dévie. Bien que cette faille tronque les structures d'orientation nord des zones de plissement de Nahoni et d'Eagle, quelques plis situés dans le nord de la seconde zone dévient subparallèlement au complexe. Là où il recoupe la projection d'orientation nord de l'anticlinorium de Richardson, le Complexe de l'arche d'Aklavik est défini par la présence d'un groupe de petits soulèvements, en particulier par les soulèvements de Rat, de Scho, de White et de Cache Creek. Au nord-est et au sud-ouest, apparaissent d'autres composantes du complexe dans les soulèvements de Campbell et de Dave Lord respectivement.

Cinq discordances angulaires et autant de disconformités compartimentent la succession stratigraphique du Complexe de l'arche d'Aklavik et témoignent d'une évolution tectonique prolongée, qui s'échelonne du Protérozoïque tardif au Tertiaire (Norris, 1974). Les deux plus importantes déformations notées ont eu lieu entre le Dévonien précoce et le Permien moyen et pendant le Crétacé tardif et le Tertiaire précoce. Il est possible que la première ait partiellement coïncidé avec l'orogenèse ellesmérienne de l'archipel arctique, et aussi avec un épisode probable de rifting survenu dans le bassin de Selwyn et dans le rentrant de Misty Creek. Il convient de noter que le Complexe de l'arche d'Aklavik se situe à proximité de la zone de suture qui a peut-être existé entre le terrane de l'Alaska arctique et le protocontinent nord-américain.

PARTIE F. FAILLES COULISSANTES

Résumé

Dans les reconstitutions paléogéographiques de la Cordillère canadienne, on a principalement examiné les effets de la déformation en régime compressif; on a surtout essayé de faire une reconstitution paléogéographique du Domaine de l'avant-pays, dont le socle n'a de toute évidence pas participé à cette déformation. Toutefois, de plus en plus, il s'avère que les plus fortes dislocations des éléments paléogéographiques et les plus difficiles à caractériser sont celles provoquées par des failles coulissantes régionales, généralement dextres. Ces failles forment plusieurs systèmes bien définis, qui contiennent chacun plusieurs bandes anastomosées (fig. 17-78). D'est en ouest, ce sont : la faille de Tintina et la faille du sillon des Rocheuses du Nord, qui ont déplacé la partie ouest du miogéoclinal et des allochtones sus-jacents jusqu'à 750 km pendant l'intervalle du Crétacé moyen à l'Éocène; les failles de Semenof, de Teslin, de Thibert, de Kutcho et de Pinchi situées le long ou près de la limite orientale du Domaine intermontagneux, qui ont décalé l'arc insulaire et les terranes océaniques de plus de 200 km après le Jurassique précoce et avant le Crétacé tardif; une famille de failles situées plus à l'ouest et postérieures au Crétacé moyen, à savoir les failles de Finlay, d'Ingenika, de Takla, du Fraser et de Straight Creek qui ont causé des déplacements d'environ 100 km dans le Domaine d'Omineca, dans le Domaine intermontagneux et dans le Domaine côtier; les failles de Yalakom, de Pasayten et de Ross Lake qui ont engendré dans le Domaine côtier des rejets horizontaux longitudinaux d'environ 200 km; les failles de Denali, de Duke River et de Chatham Strait et peut-être le linéament de Work Channel et la faille de Harrison; dans le Domaine côtier et dans le Domaine insulaire, la faille de Denali montre un rejet de 300 km et la faille de Chatham Strait, un rejet de 150 à 200 km; et finalement, la faille de Reine-Charlotte et la faille de Fairweather, actuellement vivantes sur la marge continentale ouest, et dont le rejet n'est pas connu. Le décrochement dextre de la faille de Kaltag-Porcupine dans le nord du Yukon a peut-être été de 30 à 50 km, c'est à dire beaucoup moins que l'estimation minimale de 150 à 200 km suggérée dans le cas de la faille de Kaltag en Alaska. Il est possible que cette faille ait été vivante avant le Crétacé moyen, et de là jusqu'au Tertiaire précoce.

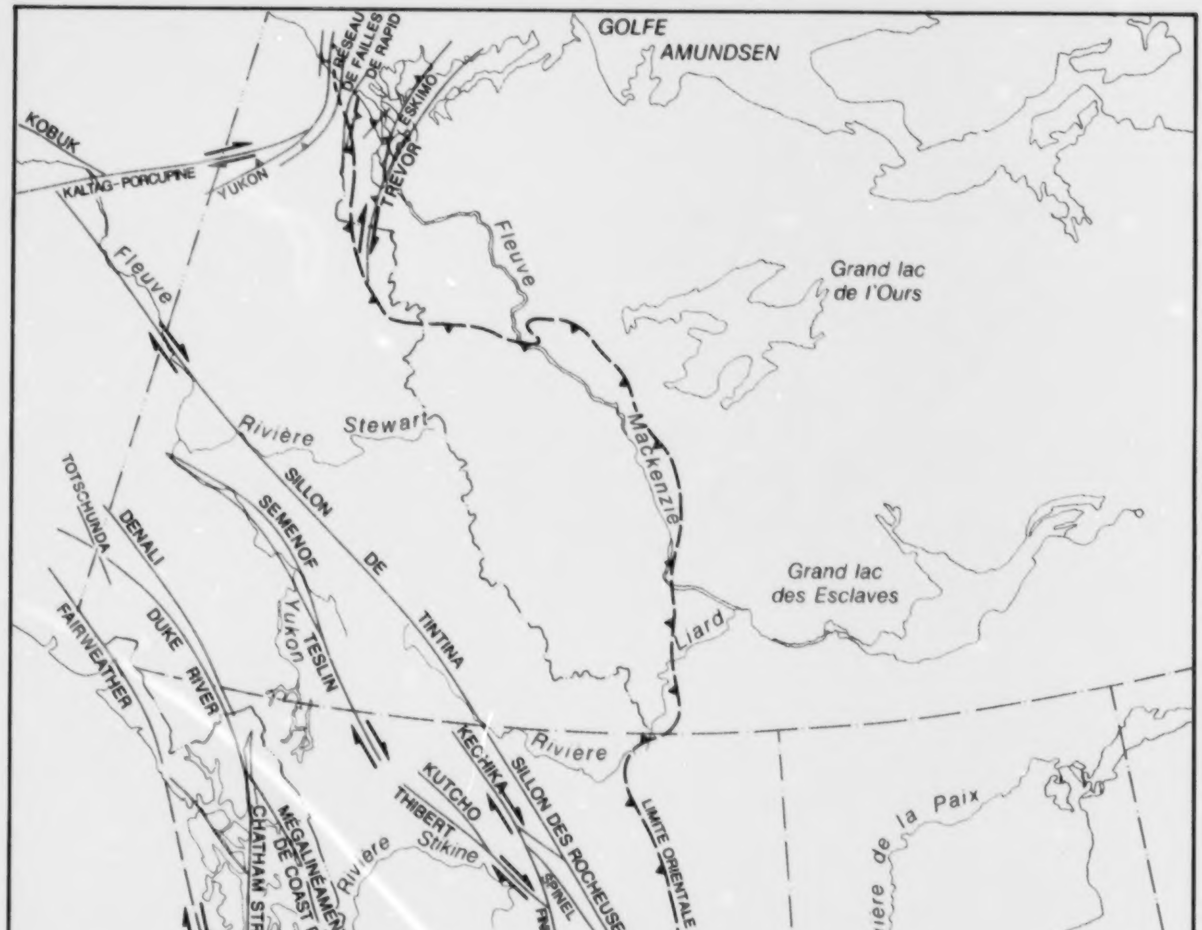
Des indices géologiques montrent que des déplacements dextres ont eu lieu après le Crétacé moyen à l'ouest du Domaine de l'avant-pays, donc les terranes internes ont pu être déplacés d'environ 750 km, et la plupart des terranes externes d'environ 1 300 km vers le nord par rapport au protocontinent nord-américain.

Système des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord

H. Gabrielse

Les sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord constituent ensemble l'un des plus grands linéaments topographiques du globe; celui-ci s'étend sur plus de 2 600 km de l'Alaska au Montana (voir carte 1701A, en pochette; fig. 17-78). Les sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord sont le lieu de grands coulissages dextres, mais la partie sud du sillon des Rocheuses du Sud ne montre aucun indice de décrochement dans les roches supracrustales.

Le substratum rocheux affleure rarement au fond des sillons. Près de Dawson, des boues de faille et des roches broyées sur plusieurs centaines de mètres de large dissimulent la zone de failles de Tintina (Aho, 1959). En de nombreux endroits, les sillons contiennent des roches clastiques non marines du Paléogène (principalement du Paléocène et de l'Éocène) qui sont déformées par des plis ouverts à serrés. Il existe des volcanites bimodales d'âge éocène le long de la faille de Tintina au nord-ouest et au sud-est de la rivière Ross; leur mise en place a peut-être eu lieu dans des bassins de transtension (Jackson et al., 1986; M.J. Pride, communication personnelle, 1985, 1987). Dans le sillon des Rocheuses du Nord et les linéaments apparentés, les axes de plissement de ces roches ont une orientation plus rapprochée de l'ouest que les failles connexes, ce qui indique l'existence d'une composante de coulissage dextre (Gabrielse, 1985). Dans le sillon des Rocheuses du Nord, apparaissent des roches volcaniques dacitiques d'âge éocène à la jonction du sillon avec les failles de Spinel et de Kechika (fig. 17-79). Il existe localement une rhyolite d'âge éocène le long de la faille de Kechika. Un essaim de dykes lamprophyriques d'âge éocène et de direction générale nord, situé entre la faille de Spinel et le sillon des Rocheuses, correspond à une famille de fractures de tension générées



CGC

Figure 17-78. Carte montrant la distribution des principales failles coulissantes de la Cordillère canadienne et des régions adjacentes de l'Alaska.

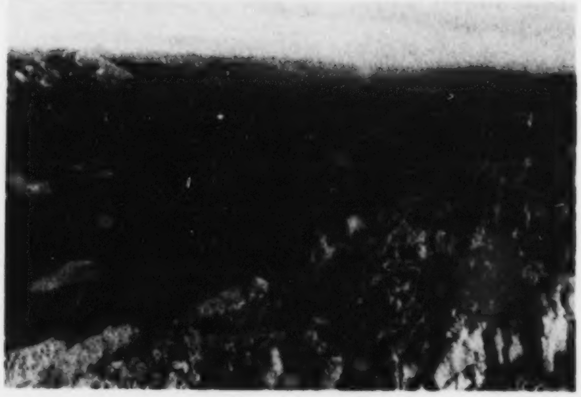


Figure 17-79. Vue dans une direction nord-ouest, suivant le sillon des Rocheuses du Nord et la rivière Kechika, vers la plaine de Liard qui se trouve à l'arrière-plan. Cet endroit, situé à environ 135 km au sud de la frontière entre la Colombie-Britannique et le Yukon, est le lieu le plus septentrional où la paroi orientale du sillon est en évidence. (Photo: H. Gabrielse). GSC 205367

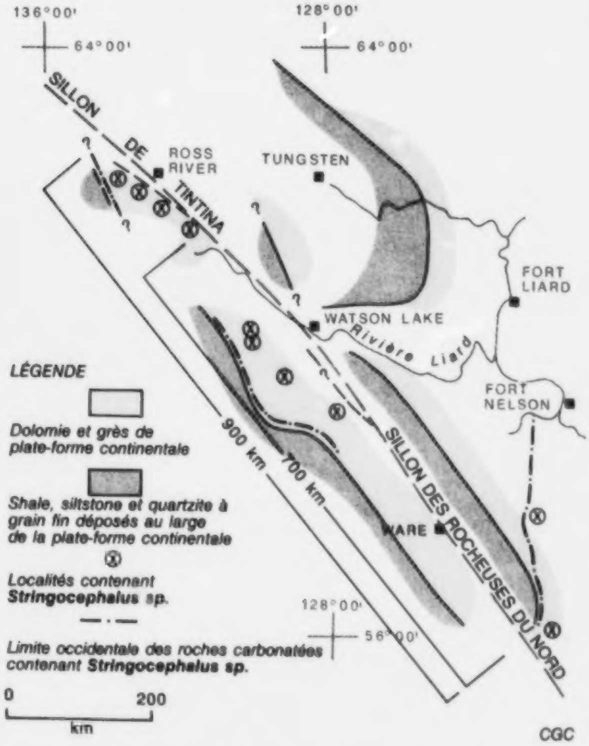


Figure 17-80. Déplacement suggéré de la limite entre le faciès de roches carbonatées (en rose) et le faciès de shales (en gris), tous deux du Dévonien moyen, le long des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord.

par les décrochements dextres de ces failles. Une famille de failles, en particulier les failles de Spinel et de Kechika, est caractérisée par une cataclase et une mylonitisation intenses. Les roches granitiques peuvent être foliées sur plusieurs kilomètres de large et être mylonitisées dans les zones le plus fortement déformées. Des linéations d'étirement presque horizontales et l'orientation des fabriques C/S signalent des décrochements dextres. Le clivage et les crénulations d'orientation E-W observés dans les roches métamorphiques, ainsi que les plis d'orientation WNW-ESE observés dans des roches d'âge paléogène, à l'intérieur des zones de failles situées à l'ouest du sillon des Rocheuses du Nord, sont sans doute associés à une déformation rotationnelle dextre, à l'échelle régionale. Quelques-uns des plis et failles de chevauchement de grande envergure et de direction générale ouest ont peut-être une origine similaire. Une grande faille située au sud de la jonction de la faille de Kechika et de la faille du sillon des Rocheuses du Nord serait une faille de compression associée à un coulissage dextre. Les roche du toit forment une zone de cisaillement intense caractérisée par des bandes cisaillantes (shear bands), des plis en fourreaux, et des linéations d'étirement qui tous indiquent un sens nord-sud de déplacement (Evenchick, 1985). Dans la chaîne Cariboo, un groupe de failles coulissantes dextres, probablement apparentées à la zone de failles du sillon des Rocheuses du Nord, est indiqué par des zones mylonitiques tronquant les isogrades, des failles de chevauchement et un pluton (Struik, 1985).

Les estimations des déplacements survenus dans le système de failles de Tintina et des Rocheuses du Nord, sont basées sur les rejets apparents des limites entre les faciès de plate-forme et les faciès extérieurs à la plate-forme du Paléozoïque, des domaines structuraux et des plutons. Ils se situent entre 425 et 500 km dans le cas de la faille de Tintina (Tempelman-Kluit, sous presse-a) et entre 750 et plus de 900 km dans le cas de la faille du sillon des Rocheuses du Nord et des failles apparentées (fig. 17-80; Gabrielse, 1985). L'existence des déplacements survenus au Crétacé moyen est prouvée par les datations K/Ar sur le mica généré dans les zones de cisaillement au sein des roches granitiques; les mouvements survenus du Crétacé tardif à l'Éocène sont suggérés par la présence de sédiments d'âge santonien-campanien, paléocène et éocène dans les bassins bordant les zones de failles. À l'Éocène, le volcanisme et la mise en place de dykes de lamprophyre se sont limités aux zones de failles.

Dans la partie sud de la faille de Tintina, une famille de failles de direction plus rapprochée du nord recoupe la faille de Tintina à angle aigu. Près de la faille de Tintina, les failles sont fortement inclinées et sont des décrochements dextres, mais près de leur extrémité sud, elles représentent apparemment des failles de chevauchement à fort pendage sud-ouest. La faille de Tintina serait donc une faille de déchirure enracinée à faible profondeur, le long de laquelle le décrochement dextre serait survenu alors que les roches supracrustales subissaient un raccourcissement au-dessus d'un décollement basal (Tempelman-Kluit, sous presse-b). Par ailleurs, la coïncidence du volcanisme et de la mise en place d'un dyke de lamprophyre avec la faille du sillon des Rocheuses du Nord et les failles apparentées suggère que les zones de fracture atteignaient des profondeurs considérables.

Système de failles de Semenof, Teslin, Thibert, Kutcho et Pinchi

H. Gabrielse

Ce système de failles coulissantes apparaît le long ou près de la marge orientale du Domaine intermontagneux. Excepté dans le fossé de Teslin et localement le long de la faille de Kutcho, les structures ne sont généralement pas indiquées par des linéaments visibles, peut-être parce qu'elles ne sont pas vivantes depuis le Mésozoïque.

Au Yukon, les failles de Semenof et de Teslin bordent le côté nord-est de la cuvette de Whitehorse, et séparent ainsi les roches mésozoïques qui ont subi une déformation fragile au sud-ouest, des roches pennsylvaniennes à plis ouverts qui recouvrent structuralement les roches mylonitiques pénétrativement déformées de la zone de suture de Teslin au nord-est (Tempelman-Kluit, sous presse-b). Plus au sud-est, la faille de Teslin suit la même direction que la faille de Thibert qui constitue la limite nord-est du terrane de Cache Creek (fig. 17-81). La faille de Thibert est une zone de cisaillement contenant des massifs de serpentinite d'aspect écailleux et manifestant une importante altération en quartz et carbonate. Elle recoupe la faille de Kutcho, zone de roches mylonitiques contenant des massifs de serpentinite et deux plutons ultramafiques zonés de type alaskien. Il semblerait que la faille de Kutcho soit un segment décalé de la faille de Pinchi (Gabrielse, 1985) qui suit la limite nord-est du terrane de Cache Creek. Localement, la faille de Pinchi contient des minéraux typiques du faciès des schistes bleus. Ceux-ci ont été datés du Trias tardif, comme les plutons ultramafiques zonés.

Plusieurs séries d'indices suggèrent que le système de failles a eu une évolution complexe. Les fabriques des mylonites, de la zone de suture de Teslin, indiquent un rejet selon le pendage et un décrochement dextre (Hansen, 1986). L'intervalle chronologique de ces mouvements est déterminé d'après l'âge des roches les plus récentes affectées par les failles (Bajocien) et celui des strates les plus anciennes les recouvrant (Crétacé moyen). La Formation de Tantalus, datée de façon imprécise et peut-être partiellement d'âge Albien, s'est sans doute déposée dans des bassins de transtension limités par des failles et créés par l'ouverture d'inflexions (transtension) apparues dans la faille de Teslin (Tempelman-Kluit, sous presse-b). La faille de Thibert est apparemment recoupée par un pluton granitique du Crétacé tardif. Il existe localement des roches granitiques mylonitisées du Crétacé moyen le long de la faille de Kutcho, et en plusieurs endroits le long de la faille de Pinchi. La présence d'associations de minéraux métamorphiques de haute pression et faible température, en particulier l'éclogite de la zone de suture de Teslin, la jadéite de la faille de Thibert et des minéraux des schistes bleus le long de la faille de Pinchi, indique qu'une subduction s'est initialement produite, du moins dans la région de la faille de Pinchi, au Trias tardif. Les décrochements sont alors devenus prédominants, et ont peut-être atteint leur développement maximal au Crétacé moyen. Le mouvement dextre des failles de Thibert et de Kutcho a pu être de l'ordre de 200 km (fig. 17-81).

Système de failles de Finlay, Ingenika, Takla, Fraser et Straight Creek

H. Gabrielse

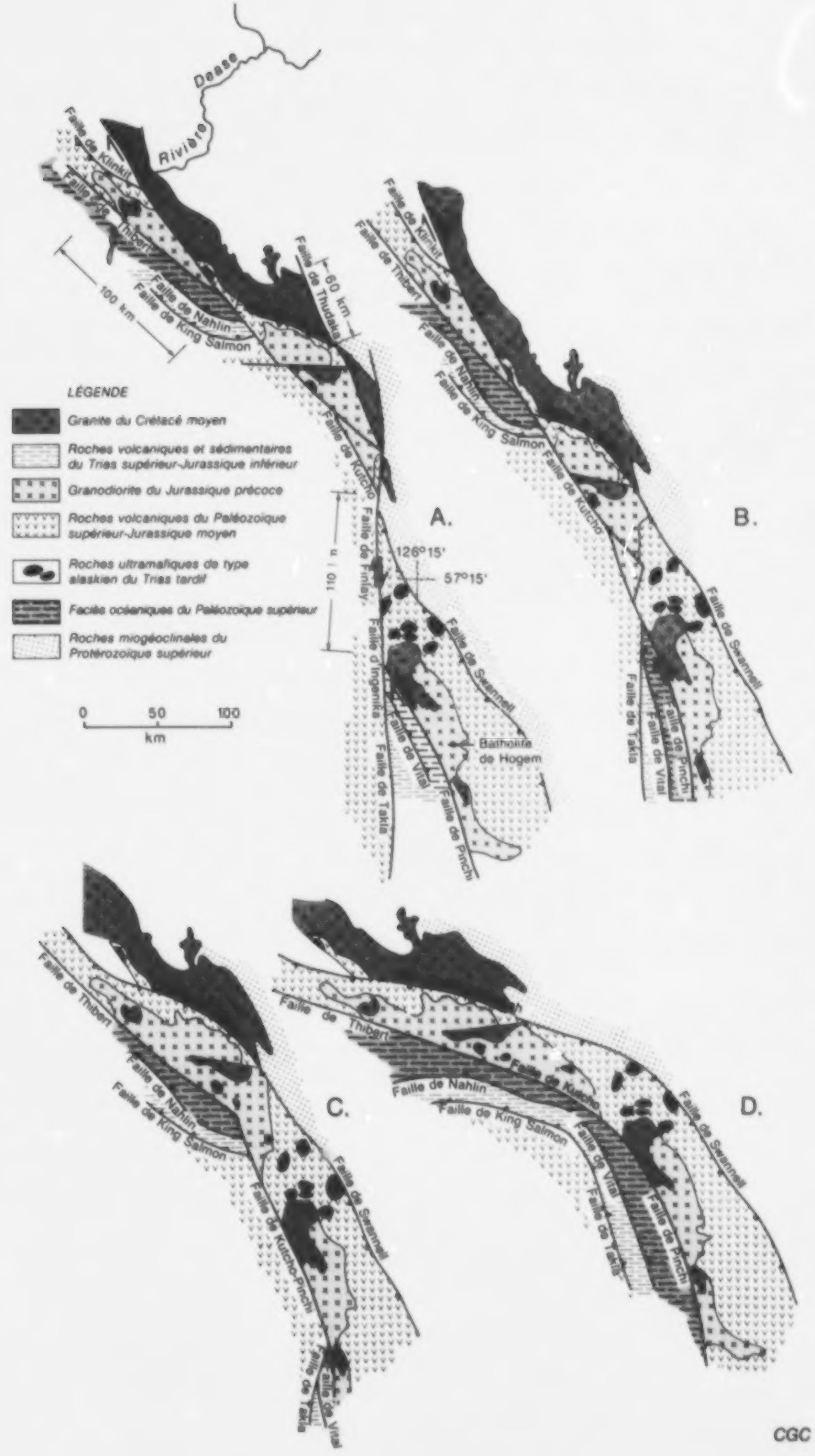
Ce système de failles traverse le Domaine d'Omineca et le Domaine intermontagneux et déplace visiblement les failles de Kutcho et de Pinchi et les failles de Yalakom, de Pasayten et de Ross Lake. Il fusionne au nord avec la faille de Kechika. Le lien entre la partie nord et la partie sud du système est dissimulé par des roches volcaniques tertiaires et pourrait être plus complexe que ne l'indique la figure 17-78. Presque partout, les structures sont soulignées par des linéaments physiographiques distinctifs, qui témoignent d'une activité qui localement s'est poursuivie jusqu'à l'Oligocène. Les failles de Finlay et d'Ingenika forment des zones de cisaillement, de parfois quelques kilomètres de large, dans lesquelles se trouvent de nombreuses failles distinctes essentiellement verticales. La zone de failles du Fraser se compose de failles à pendage abrupt contenant des roches bréchifiées et fragmentées (Duffell et McTaggart, 1952). Sur une distance considérable, les strates crétacées se limitent aux failles de bordure. Dans sa partie sud, la zone de failles du Fraser et son prolongement, la faille de Straight Creek, sont recoupés par un pluton d'âge oligocène. Les strates éocènes au voisinage de la faille ont été intensément déformées. Le rejet le long de la zone de failles du Fraser, déterminé d'après les déplacements des assemblages stratigraphiques, se situe entre 85 et 100 km. Les failles de Finlay, d'Ingenika et de Takla déplacent les strates et les structures sur environ 115 km.

Système de failles de Yalakom, Pasayten, Harrison, et Ross Lake

J.W.H. Monger

Ces failles de bordure des terranes sont considérées comme des décrochements, mais il n'existe pas de données indiquant clairement l'importance des déplacements. Dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, une famille plus ancienne de failles principalement droites, de direction générale nord-nord-ouest, en particulier les failles de Pasayten, de Yalakom et de Ross Lake, est tronquée par le système de failles dextres Fraser-Straight Creek, d'orientation rapprochée du nord (Roddick et al., 1979). À l'exception de la faille de Ross Lake, ce sont des structures fragiles, dont certaines ont un rejet selon le pendage. L'un des principaux problèmes est la corrélation des failles plus anciennes à travers le système de failles Fraser-Straight Creek, ainsi que la direction et l'ampleur des déplacements de ces failles plus anciennes.

Figure 17-81. Reconstitution proposée des éléments géologiques le long des failles de Thudaka, de Kutcho, de Finlay et de Pinchi. **A.** Géologie simplifiée à proximité des failles. **B.** Reconstitution en enlevant 60 km de rejet suivant la faille de Thudaka et 50 km de rejet suivant les failles de Finlay et d'Ingenika. **C.** Reconstitution ultérieure en enlevant 100 km de rejet suivant la faille de Kutcho. **D.** Reconstitution par juxtaposition des failles de Nahlin et de Vital, avec déplacements répartis dans les failles de Thibert, Kutcho, Thudaka, Finlay, Ingenika, et Pinchi.


Rivière Dease
LÉGENDE
Granite du Crétacé moyen
Roches volcaniques et sédimentaires du Trias supérieur-Jurassique inférieur
Granodiorite du Jurassique précoce
Roches volcaniques du Paléozoïque supérieur-Jurassique moyen
Roches ultramafiques de type alaskien du Trias tardif
Faciès océaniques du Paléozoïque supérieur
Roches miogéoclinales du Protérozoïque supérieur
0
50
100
km
A.
B.
C.
D.
126°15'
57°15'
Batholite de Hogem
100 km
60 km
CGC

Kleinspehn (1985) a suggéré une corrélation entre la faille de Yalakom et la faille de Ross Lake, qui indiquerait un rejet horizontal longitudinal de 110 km dû au système de failles du Fraser (fig. 17-82). Misch (1966) avait auparavant proposé l'hypothèse d'un rejet horizontal longitudinal de 190 km en établissant une corrélation entre les terranes métamorphiques du nord des Cascades avec ceux du sud du Complexe plutonique côtier. Selon Kleinspehn, cette dislocation aurait également causé un mouvement dextre de 150 ± 25 km dans la faille de Yalakom, compte tenu du décalage des strates albiennes du Groupe de Jackass Mountain. Ceci concorde bien avec le décrochement dextre de 160 km de la faille de Ross Lake, tel que suggéré par Davis et al. (1978) pour expliquer le redoublement apparent des unités lithotectoniques du nord des Cascades. La reconstitution des éléments stratigraphiques et structuraux le long de ces failles indique que la cuvette de Tyaughton-Methow a été un bassin continu et que le complexe de Bridge River-Hozameen a été une zone continue.

De son côté, Monger (1985; fig. 17-15) a proposé les corrélations et les rejets suivants : (1) la faille de Ross Lake, qui sépare à l'ouest les roches fortement métamorphisées (gneiss de Custer/Skagit) du Groupe de Hozameen est corrélée, à l'ouest du système du Fraser, avec le contact entre les roches fortement métamorphisées situées à l'ouest et le Complexe de Bridge River; le rejet horizontal longitudinal est de 70 km. (2) Les failles de Yalakom et de Hozameen sont corrélées de part et d'autre du système de failles du Fraser; ces deux failles forment les limites est/nord-est des unités similaires de Hozameen et de Bridge River; le rejet horizontal longitudinal s'élève à

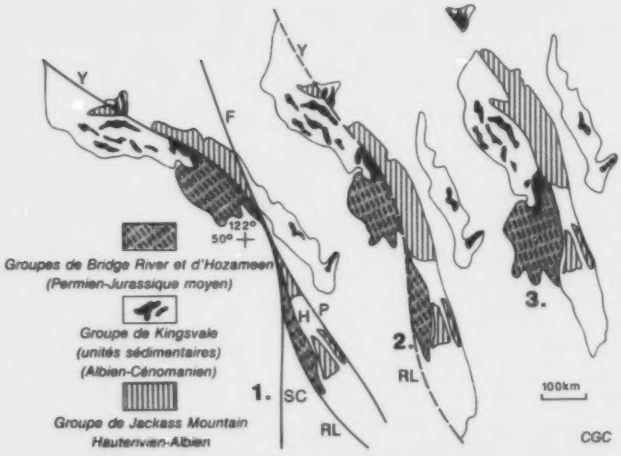


Figure 17-82. Reconstitutions possibles de la géologie le long des systèmes de failles Fraser-Straight Creek et de Yalakom-Ross Lake. 1, configuration actuelle; 2, reconstitution effectuée en enlevant 110 km de rejet horizontal dextre le long du système de failles Fraser-Straight Creek; 3, reconstitution effectuée en enlevant 150 km de rejet horizontal dextre le long du système de failles de Yalakom-Ross Lake. F, faille du Fraser; Y, faille de Yalakom, H, faille de Hozameen; P, faille de Paysaten; SC, faille de Straight Creek; RL, Faille de Ross Lake. Modifié de Kleinspehn (1985).

90 km. (3) Finalement, la faille de Pasayten est mise en corrélation avec la faille de Hungry Valley; ces deux failles bordent le Groupe de Jackass Mountain sur son côté nord-est; le rejet horizontal longitudinal s'élève à 110 km. Le rejet accru qui apparaît dans la dernière corrélation, et qui est la valeur utilisée par Kleinspehn (1985), résulte peut-être du chevauchement causé au Tertiaire précoce par la faille de Hungry Valley, et qui s'ajoute aux décrochements causés au Tertiaire précoce par le système de failles du Fraser (Monger, 1985). Un décrochement dextre de 70 à 90 km paraît plus probable dans le cas du second système, et concorde bien avec le rejet de 90 km de la faille de Straight Creek, tel que suggéré par J.A. Vance (communication personnelle, 1985). Une seconde zone de cisaillement ductile qui affleure localement du côté ouest du lac Harrison est indiquée par une étroite zone (1 km) contenant une linéation d'étirement horizontale et bien visible, dirigée à N340° et tronquant des structures plus anciennes, antérieures au Crétacé moyen (Monger, 1986). Le prolongement vers le nord de cette zone, la faille de Harrison, s'étend dans la vallée des lacs Harrison et Lillooet, traverse peut-être le Domaine côtier et se poursuit vers le nord où elle rejoint soit le système de failles de Shakwak-Denali, soit la faille de Rennell Sound.

Il est difficile de déterminer les rejets dans les systèmes de failles plus anciens. D'après Tipper (1969), la distribution des assemblages stratigraphiques distinctifs du Trias supérieur au Jurassique inférieur dans la région de Tyaughton pourrait s'expliquer par un décrochement dextre de 80 à 90 km suivant le système de failles de Yalakom. Si la faille de Ross Lake est une faille distincte, comme l'a suggéré Monger (1985), le déplacement total est alors d'au moins 300 km pour l'ensemble de ces failles. La faille de Pasayten constitue une importante fracture de la croûte, et juxtapose des roches du Domaine intermontagneux situées à l'est avec des roches de la cuvette de Methow situées à l'ouest, sans que rien n'indique une évolution commune avant la fin du Crétacé précoce. Cette faille est verticale et relativement droite. Coates (1974) a suggéré qu'au Crétacé, elle était une faille normale à regard ouest, mais pense qu'il a pu se produire un décrochement dextre de plusieurs dizaines de kilomètres, en raison de l'absence notable de correspondance entre les galets présents dans les conglomérats crétacés, et les roches sources possibles qui se trouvent à l'est.

Systèmes de failles de Sandspit-Louscoone Inlet et de Rennell Sound

C.J. Yorath

Les îles de la Reine-Charlotte sont traversées par trois grands systèmes de failles, la zone de failles de Rennell Sound, la zone de failles de Louscoone Inlet et le système de failles de Sandspit.

Il a été suggéré que le réseau de failles de Louscoone Inlet-Sandspit était associé au rifting survenu dans le bassin Queen Charlotte au Miocène précoce, époque à laquelle les îles de la Reine-Charlotte étaient en gros situées à 70 km au sud-ouest de leur position actuelle (Yorath et Hyndman, 1983). Le déplacement dextre de 70 km, déterminé par reconstitution paléogéographique de la distribution des gîtes minéraux et des anomalies géophysiques (Yorath et Chase, 1981), confirmé également par la modélisation thermique et par la modélisation de la

subsidence (Yorath et Hyndman, 1983), s'accorde assez bien avec le déplacement maximal de 93 km que suggère Sutherland Brown (1968) en se basant sur les corrélations des axes des plis de part et d'autre de la faille de Louscoone Inlet. Des levés cartographiques exécutés subséquemment n'ont toutefois identifié qu'un faible rejet (ou l'absence totale de rejet) de la base de la Formation de Honna (Crétacé supérieur) de part et d'autre de la faille proposée (Thompson et Thorkelson, 1989). Il se pourrait qu'après le déplacement vers le nord-ouest des îles de la Reine-Charlotte jusqu'à proximité de leur position actuelle, l'ancienne suture située entre le terrane d'Alexander et la Wrangellie ait été ravivée, et soit ainsi devenue la zone de failles de Rennell Sound qui traversait un graben formé au cours du Crétacé précoce; le système de failles de Louscoone Inlet-Sandspit a subi un déplacement d'environ 15 km. La rotation finale d'environ 10° est sans doute due à un mouvement senestre dans la faille de Beresford Bay, et peut-être due à d'autres failles senestres de direction nord-ouest associées à la zone de rift du bassin Queen Charlotte.

Faille de Reine-Charlotte

C.J. Yorath

La faille de Reine-Charlotte définit la limite du craton nord-américain dans la région des îles de la Reine-Charlotte. Bien que la faille soit principalement le lieu géométrique d'un décrochement survenu à la vitesse d'environ 55 mm/a (Riddihough, 1977; Keen et Hyndman, 1979), il existe une divergence de 10 à 20° entre la direction de la faille au large des îles méridionales et la direction du déplacement relatif des plaques tel que prédit par les modèles globaux (Minster et Jordan, 1978; Davis et Riddihough, 1982), ce qui suggère la présence d'une composante de convergence le long de la limite. La convergence et la subduction oblique sont également indiqués par un vaste ensemble de données (voir chapitre 13), en particulier par la présence d'un prisme d'accrétion sédimentaire, à plis arqués et de grande amplitude. Le prisme repose sur la croûte océanique et il est limité, du côté du continent, par la faille de Reine-Charlotte.

Faille de Westcoast

C.J. Yorath

Sur la côte ouest de l'île de Vancouver, la faille de Westcoast (Muller, 1977) juxtapose des roches jurassiques-crétacées du Complexe de Pacific Rim avec des roches plutoniques jurassiques. Selon Muller (1977), la faille serait une faille de chevauchement liée à la subduction. Cependant, plus récemment, Brandon (1984) a proposé l'hypothèse selon laquelle la faille de Westcoast serait une faille coulissante dextre associée à la troncature du côté occidental de la Wrangellie au cours du Crétacé tardif ou du Tertiaire précoce.

Système de failles de Denali

C.J. Dodds

Le système de failles de Denali s'étend sur plus de 2 000 km dans le centre sud de l'Alaska, le sud-ouest du Yukon, le nord-ouest de la Colombie-Britannique et le sud-est de l'Alaska. Il borde le massif St. Elias sur la plus grande partie de son versant nord-est (Campbell et Dodds, 1982a, b, c, 1983a) et englobe les failles de Shakwak (Bostock, 1952; Muller, 1967), de Dalton (Campbell et Eisbacher, 1974) et de Chilkat River (MacKevett et al., 1974). En bordure du massif St. Elias, le système de failles de Denali est remarquablement droit et fortement incliné. Au nord-ouest de l'extrémité sud du lac Kluane, il occupe le fossé de Shakwak bien visible. Au sud-ouest du lac Kluane, il affleure de façon intermittente, là où il traverse les chaînons Kluane. À Haines, dans le sud-est de l'Alaska, il vire vers le sud et fusionne avec la faille de Chatham Strait ou est déplacé par elle.

Le système de failles de Denali se compose de bandes anastomosées de failles linéaires ou curvilignes. Les zones de rejet majeur comprennent des zones complexes, surtout droites, verticales ou fortement inclinées, composées de roches intensément foliées à fortement broyées, de couleur rouille, à fabrique linéaire horizontale à subhorizontale. Au sud-ouest de la principale zone de dislocation, les contraintes de transpression ont engendré des plis en échelon, curvilignes, à vergence nord-est à nord, ouverts à serrés, de plongement variable, ainsi que des failles de compression connexes, bien développées dans la zone de Gravina-Nutzotin. Habituellement, en s'éloignant de la zone de fracturation principale, ces structures s'orientent progressivement vers l'ouest-nord-ouest. Selon Eisbacher (1976), directement au nord-est du système de failles de Denali, la zone de Gravina-Nutzotin contient des plis curvilignes, de plongement variable, à vergence sud-ouest à sud, ouverts à déversés, et des failles connexes. Ces structures sont aussi probablement le résultat de contraintes de transpression survenues le long du système de failles de Denali.

Des failles de distension de direction générale nord et des essaims de dykes mafiques et felsiques apparus à diverses époques du Cénozoïque, ont probablement été générées par des contraintes de transtension. Eisbacher et Hopkins (1977) ont noté le basculement et localement du plissement par flexion de grande amplitude du pédiment préoligocène. La fracturation, sur de grandes étendues, de galets contenus dans des roches clastiques non marines d'âge oligocène et d'époques plus anciennes(?), au sud-ouest du système de failles de Denali, concorde avec l'hypothèse d'une contrainte de cisaillement dextre. Au sud-est du lac Kluane, où la faille de Denali et la faille de Duke River, plus ancienne que la première, sont étroitement juxtaposées ou fusionnent l'une avec l'autre, les roches antérieures au Cénozoïque ont subi une déformation complexe et intense. Au sud-ouest du système de failles de Denali, des plis et failles indiquant un cisaillement simple dextre ont replissé et affecté par failles d'anciennes structures de direction générale nord-ouest dans la Wrangellie (W_2) et dans le terrane d'Alexander adjacent.

Localement, les Laves de Wrangell du Miocène-Pliocène et la tillite datant peut-être du Pliocène tardif sont déformées par des plis cylindriques très distinctifs, d'orientation ouest-nord-ouest et à vergence nord, et par des failles de compression connexes (Souther et Stanciu, 1975). Ces structures se fondent avec la limite sud connue de la faille de Totschunda récemment vivante (Richter et Matson, 1971; Plafker et al., 1977b). Ce couple en régime compressif constitue peut-être l'un des mécanismes ayant transmis les contraintes du système de failles de Denali, situé au sud du lac Kluane à l'est, à la faille de Totschunda située à l'ouest. Il permet peut-être aussi d'expliquer l'absence d'activité récente du système de failles de Denali

entre sa jonction avec la faille de Totschunda et le lac Kluane, et de plus concorde avec les foyers actuels de microsismicité (Horner, 1983) situés à l'emplacement de ces structures. Des escarpements de faille de forte pente, des monticules sédimentaires et des structures de tassement (sackung), s'échelonnant du Pleistocène terminal à l'Holocène moyen, ont été observés à proximité du système de failles de Denali, et semblent indiquer un mouvement selon le pendage (Clague, 1979).

Selon St. Amand (1957), aurait eu lieu un décrochement dextre dépassant 240 km dans le système de failles de Denali. Forbes et al. (1974) et Turner et al. (1974) ont suggéré un décrochement de 400 km d'après le rejet apparent dû à la séparation de la zone métamorphique de MacLaren en Alaska des Schistes de Kluane du sud-ouest du Yukon. Selon Eisbacher (1976; fig. 17-83), les Schistes de Kluane seraient l'équivalent métamorphique du flysch de Dezadeash, et de plus, il y aurait eu un décrochement dextre de 300 km le long du système de failles de Denali, compte tenu du rejet horizontal longitudinal que montre probablement la séquence de Nutzotin Mountains, d'âge jurassique-crétacé (Berg et al., 1972) par rapport au flysch de Dezadeash.

En majeure partie, le long du système de failles de Denali, les déplacements ont été postérieurs au Crétacé précoce, d'après les données paléontologiques les plus récentes de roches de la séquence de Nutzotin Mountains et du flysch de Dezadeash, et de la zone de MacLaren. Eisbacher (1976), Eisbacher et Hopkins (1977) et Lanphere (1978) considèrent qu'en majeure partie, le déplacement est postérieur au Crétacé terminal et au Tertiaire initial, et en général date de bien moins que 55 Ma (Éocène initial). En outre, selon Lanphere (1978), d'après des indices observés en Alaska, les déplacements, survenus depuis 38 Ma (Éocène terminal), le long des segments de McKinley, de Shakwak et de Dalton qui font partie du même système de failles, n'ont certainement pas dépassé 40 km. Selon

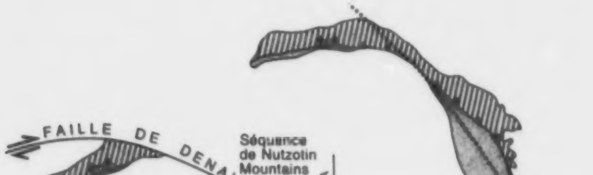


Figure 17-83. Reconstitution d'un coulissage dextre de 300 m suivant la faille de Denali. D'après Eisbacher (1976).

Richter et Matson (1971), le système de failles de Denali, au sud-est de sa jonction avec la faille de Totschunda en Alaska, est essentiellement passif depuis le Pleistocène précoce et le Pleistocène moyen, et un cisaillement dextre subséquent s'est produit dans la faille de Totschunda.

Rien n'indique qu'au Canada, il y ait eu un décrochement après le Pléistocène terminal et jusqu'à l'Holocène, le long du système de failles de Denali. Des escarpements de faille et des monticules de sédiments alignés indiquent seulement des mouvements mineurs selon le pendage, survenus au cours du Wisconsinien terminal, de l'Holocène précoce et peut-être de l'Holocène moyen, et aucun autre déplacement par la suite (Clague, 1979). La microsismicité se concentre le long de la coupe allant du nord de Haines en Alaska au lac Kluane, en gros suivant la trace de la faille de Duke River, et suivant la faille de Totschunda (Boucher et Fitch, 1969; Horner, 1983).

Faille de Duke River

C.J. Dodds

La trace sinueuse de la faille de Duke River (Muller, 1967) juxtapose le terrane d'Alexander situé au sud-ouest et un segment de la Wrangellie (W_2) situé au nord-est (fig. 17-2; Campbell et Dodds, 1982a, b, c, 1983a). Elle suit la plupart du temps la dépression de Duke (Bostock, 1948), où elle jouxte étroitement le système de failles de Denali, plus récent, et a été déplacée par ce système. Vers le nord, elle dévie vers l'ouest-nord-ouest et se dirige vers les régions adjacentes de l'Alaska où elle est largement recouverte par les Laves de Wrangell du Néogène. Plus au nord-ouest, elle rejoint peut-être la faille de Castle Mountain. Dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, la faille de Duke River est tronquée par le système de failles de Denali. Dans le sud-est de l'Alaska, de minces prolongements du système de failles de Duke River et du système de failles de Denali pourraient exister dans l'est de l'île Admiralty et de l'île Kupreanof, avec un certain décalage dû à la faille de Chatham Strait.

Au nord-ouest, la faille de Duke River apparaît comme une structure isolée relativement linéaire, à fort pendage, dont le compartiment sud-ouest est monté relativement au compartiment nord-est. Localement, elle recoupe les couches basales des Laves de Wrangell (Souther et Stanciu, 1975). Plus au sud-est, et presque jusqu'à la frontière de l'Alaska, elle se rapproche étroitement du système de failles de Denali, et les déplacements combinés survenus le long de ces deux grandes failles ont engendré un «mélange structural» à l'intérieur d'une zone de déformation intense. À cet endroit, il est plus difficile de définir la trace de la faille de Duke River, mais son parcours principal paraît plus sinueux, peut-être en raison de déplacements ultérieurs le long du système de failles de Denali. Il existe un grand nombre d'indicateurs cinématiques dextres, mais il est difficile d'établir une distinction entre ceux associés aux mouvements survenus suivant la faille de Duke River, et ceux superposés aux premiers, qui résultent de mouvements dextres ultérieurs le long du système de failles adjacent de Denali.

La faille de Duke River est interprétée comme un grand décrochement intracontinental caractérisé par un rejet dextre considérable, non déterminé (Campbell et Dodds, 1978, 1979, 1983b). Il est encore difficile d'attribuer un âge au(x) mouvement(s) survenu(s) dans cette faille.

Comme seules les coulées basales des Laves de Wrangell sont recoupées par la faille, et que les datations K/Ar sur roche totale effectuées dans les parties les plus anciennes de ces laves indiquent qu'elles remontent au Miocène moyen (Richter, 1976; Stevens et al.,1982), les décrochements de cette partie de la faille sont probablement peu importants, mais nécessairement antérieurs au Miocène moyen. Il semblerait que la Wrangellie (W_2) ait été amenée vers l'intérieur du terrane d'Alexander par un important déplacement suivant la faille de Duke River (Campbell et Dodds, 1983b). Les roches les plus récentes de ces deux terranes juxtaposés, datées par des données paléontologiques, remontent au Trias terminal, ce qui nous permet d'attribuer un âge maximal à l'important mouvement antérieur au Miocène survenu le long de la faille. De plus, des segments de la faille de Duke River ont sans aucun doute été réactivés par des mouvements le long du système de failles de Denali.

Faille de Chatham Strait

C.J. Dodds

La faille de Chatham Strait se situe entièrement dans le sud-est de l'Alaska (Wright et Wright, 1908; fig. 17-84). Elle constitue une entité physiographique linéaire très distinctive, qui traverse l'étroite bande sud de l'Alaska, de l'ouest de l'île Coronation au sud jusqu'aux abords de Haines au nord. Elle est en majeure partie dissimulée au-dessous du détroit de Christian, du détroit de Chatham et du chenal Lynn qui collectivement forment un fjord linéaire de plus de 340 km de long. Il semblerait qu'au nord, la faille rejoigne le système de failles de Denali, et qu'au sud elle fusionne avec les failles de Fairweather et de Reine-Charlotte.

Cette faille déplace le terrane d'Alexander, la trace projetée de la Wrangellie W_1, le terrane de Taku, l'assemblage de recouvrement de Gravina-Nutzotin du Jurassique-Crétacé, et le terrane de Chugach. Plus loin, elle décale une zone lithologiquement distinctive, constituée de grands batholites allongés, qui couvrent principalement l'intervalle du Jurassique tardif au Crétacé initial et dont la composition varie principalement de la diorite quartzique à la tonalite. Il semble aussi qu'elle déplace une zone de plutons d'âge éocène formant la partie orientale de la zone de Sanak-Baranof (Hudson, 1983) qui intrude principalement le terrane de Chugach. Ce dernier détail est peut-être une preuve supplémentaire qu'un important mouvement postéocène est survenu le long de la faille de Chatham Strait.

On a effectué de nombreuses estimations du rejet suivant la faille de Chatham Strait, selon divers critères (St. Amand, 1957 - 240 km; Lathram, 1964 - 190 km; Ovenshine et Brew, 1972 - 200 km; Sonnevil, 1981 - 100-180 km). Hudson et al. (1982) ont proposé l'hypothèse selon laquelle il y aurait eu un décrochement dextre d'environ 150 km, après le Crétacé moyen et avant l'Holocène, en raison du décalage possible d'un terrane métamorphique polydéformé, d'une séquence turbiditique silurienne, d'un flysch et d'un mélange crétacés de l'île Baranof, et d'une séquence volcanique tertiaire. Ils ont postulé que la limite sud des roches métasédimentaires, métavolcaniques et métaplutoniques du faciès des schistes verts qui affleurent vers le sud à partir de Haines sur environ 50 km le long des rives occidentales du chenal Lynn, avait probablement subi un déplacement de 148 km à partir de la limite sud d'un terrane métamorphique équivalent situé dans l'île Admiralty. Ils ont également postulé que la limite nord d'une séquence de turbidites du Silurien (Formation de Point Augusta) au nord du détroit d'Icy avait été déplacée d'environ 150 km à partir de la limite nord de roches contemporaines lithologiquement similaires (Formation de Bay of Pillars) sur le côté ouest de l'île Kuiu. Un décrochement dextre d'au moins 150 km est suggéré par le déplacement apparent de la limite nord d'un terrane principalement composé d'un flysch et d'un mélange d'âge crétacé (terrane de Chugach d'après Berg et al., 1972) et situé dans l'île Baranof. Il est possible que les roches basaltiques affleurant dans le détroit d'Icy à l'ouest de la faille aient été déplacés par rapport à des roches volcaniques corrélatives (Volcanites d'Admiralty Island), adjacentes à cette faille dans le sud de l'île Admiralty. Ils ont déduit de datations radiométriques effectuées par la méthode potassium-argon sur des roches provenant des deux secteurs, qu'après l'Oligocène, a eu lieu un décrochement dextre d'environ 100 km. L'examen des données géophysiques marines relatives à la faille de Chatham Strait, en même temps que les études relatives à la projection de celle-ci sur le continent, ont démontré que cette faille n'est pas actuellement vivante et que le dernier rejeu important de cette faille est antérieur à l'Holocène et pourrait être préquaternaire.

Un grand nombre de chercheurs considèrent la faille de Chatham Strait comme un prolongement du système de failles de Denali. Il est toutefois possible que le rejeu de la faille de Denali se soit redistribué sur une famille de failles situées à l'est de la faille de Chatham Strait, famille qui rejoindrait peut-être la faille de Clarence Strait et même le mégalinéament de Coast Range.

Faille de Fairweather

C.J. Dodds

La faille de Fairweather (Miller, 1953) est la plus grande faille vivante continentale qui borde la marge pacifique du Canada et de l'Alaska. La partie continentale de la faille se situe en bordure du golfe de l'Alaska, sur le périmètre sud-ouest du massif St. Elias, où elle affleure presque en totalité en Alaska. La faille de Fairweather a sans doute subi une évolution longue et complexe, mais les rejeux les plus récents de cette faille sont principalement des décrochements dextres (Plafker et al., 1978). Depuis 1899, d'importants séismes (magnitude de 7,3 ou plus) ont eu lieu le long de sa trace ou à proximité de celle-ci (Thatcher et Plafker, 1977; Stauder, 1960; Page, 1973, 1974; Lahr et al., 1979, 1980). Cette faille serait une partie de la limite transformante entre la plaque pacifique et la plaque nord-américaine (Plafker et al., 1978). Toutefois, comme l'ont suggéré Carlson et al. (1985), une grande partie du jeu le long des failles transformantes au cours du Cénozoïque terminal aurait suivi la faille extracôtière de Icy Point-Lituya Bay, et non la partie continentale nord de la faille de Fairweather comme le suggèrent Plafker et al. (1978).

Près de la partie amont du glacier Seward dans le sud-ouest du Yukon, la faille de Fairweather prend une orientation est-ouest là où son mouvement coulissant a pu se répartir en totalité ou en partie sur une famille de failles de chevauchement ou de failles de chevauchement obliques

Figure 17-84. Carte schématique montrant la position des principales failles du sud-est de l'Alaska, du nord-ouest de la Colombie-Britannique et du sud-ouest du Yukon. Ax, terrane d'Alexander; W_1, W_2, Wrangellie; Tu, terrane de Taku; CG, terrane de Chugach; YA, terrane de Yakutat; GN, zone de Gravina-Nutzotin; JKg, plutons du Jurassique tardif-Crétacé initial; Eg, plutons de l'Eocène; Tv, roches volcaniques du Tertiaire; F.C., faille de Chugach; F.S.E. faille de St. Elias; F.B.R., faille de Border Ranges; F.H., faille de Hubbard; F.L.B.-I.P., faille de Lituya Bay-Icy Point; F.C.S., faille de Clarence Strait; F.R.-C., faille de Reine-Charlotte.

dont les plus importantes sont la faille de Chugach-St. Elias et la faille de Coal Glacier (Plafker et al., 1978). D'autres chercheurs ont toutefois postulé que la faille de Fairweather rejoignait, après avoir traversé le massif St. Elias, la faille de décrochement dextre, récemment vivante, de Totschunda (St. Amand, 1957; Tocher, 1960; Grantz, 1966; Hamilton et Meyers, 1966; Richter et Matson, 1971; Page, 1969, 1973; Naugler et Wageman, 1973; Lahr et Plafker, 1980). Plus au sud-sud-est, sur la marge continentale, la faille de Fairweather rejoint probablement la faille de Reine-Charlotte (Tobin et Sykes, 1968; Morgan, 1968; Carlson et al., 1985), considérée comme la limite transformante entre la plaque pacifique et la plaque nord-américaine (Atwater, 1970).

Sur le continent, la trace de la faille de Fairweather constitue une dépression physiographique très distinctive, remarquablement linéaire, de direction générale nord-ouest, principalement remplie de glace, d'eau et de matériaux de transport glaciaire (drift), qui s'étend sur environ 280 km de la pointe Icy dans la baie Palma en Alaska jusqu'à la région amont du glacier Seaward dans l'extrémité sud-ouest du Yukon. La Faille de Fairweather sur le continent correspond sans doute à un segment d'une importante limite entre le terrane de Chugach au nord-est et le terrane de Yakutat au sud-ouest (Monger et Berg, 1984; Bruns, 1983a). La faille de Fairweather constitue la limite nord-est du bloc de Yakutat tel que défini par Plafker et al. (1978).

La principale zone de failles de la partie nord de la faille de Fairweather n'affleure que dans quelques localités (Plafker et al., 1978), où elle contient des roches intensément cisaillées et localement broyées renfermant des restes boudinés de la roche encaissante. Un décrochement dextre se manifeste dans la zone de cisaillement par des structures en meneaux et des stries d'allure subhorizontale.

La plupart des données fiables relatives à la faille de Fairweather portent sur les déplacements survenus au Quaternaire tardif. Dans une étude sur les rejeux de cette faille au cours de cette période, Plafker et al. (1978) ont signalé les indices d'un décrochement dextre de 50 à 55 km qui aurait eu lieu entre 940-1 300 à 200 ans BP, d'après les déplacements que présentent les cours d'eau et les moraines latérales, et suggèrent qu'il s'est produit un déplacement dextre supplémentaire de 5,5 km au cours des 100 000 dernières années (Sangamonien), en se basant sur les décalages apparents du réseau hydrographique. En comparant les vitesses de déplacement calculées en fonction de ces déplacements, aux vitesses déduites à propos du mouvement relatif actuel de la plaque pacifique vers le nord (environ 5,4 cm par an, Minster et al., 1974), ces auteurs jugent que la faille de Fairweather est actuellement, et constitue sans doute au moins depuis le Sangamonien, la limite transformante dans laquelle ont eu lieu la majorité ou même la totalité des mouvements relatifs entre la plaque pacifique et la plaque nord-américaine. Ils sont de l'opinion qu'avant cette époque, la limite transformante des plaques impliquait une ou plusieurs failles extracôtières.

Faille de Kaltag-Porcupine et systèmes de failles apparentées.

C.J. Yorath

La faille de Kaltag-Porcupine, qui apparaît de façon discontinue sur environ 1 200 km, part du bassin de Norton dans la mer de Bering, traverse l'Alaska, puis se prolonge dans le nord du Yukon jusqu'à la plate-forme de Beaufort sur le bord sud du bassin Canada. Toutefois, le raccordement direct entre la faille de Kaltag et la faille de Porcupine est dissimulé par une vaste étendue de matériaux de transport glaciaire le long du fleuve Yukon, et il pourrait s'agir de structures distinctes. De là où la faille de Porcupine s'introduit au Canada, du côté sud du granite d'Old Crow, elle se rapproche de la faille du Yukon puis dévie brusquement vers le nord en formant la gerbe de failles de Rapid (Norris et Yorath, 1981), famille de failles presque verticales, disposées en éventail, et recoupant des séquences du Tertiaire inférieur et des séquences plus anciennes (fig. 17-78).

En Alaska, les meilleurs indices chronologiques d'un important mouvement dextre de la faille de Kaltag, sont probablement le rejet apparent latéral des roches albiennes et cénomaniennes sur le flanc oriental du bassin de Yukon-Koyukuk et le rejet horizontal longitudinal des directions des éléments géologiques du bassin. Au Canada, la juxtaposition des formations du Paléozoïque inférieur et du Crétacé supérieur (Santonien), le long de la rivière Porcupine, confirme l'existence d'un déplacement survenu au Crétacé tardif ou plus récemment. Un autre indice est la présence des couches houillères verticales de la Formation de Reindeer du Tertiaire inférieur dans le réseau de failles de Rapid, immédiatement à l'ouest du delta du Mackenzie.

Selon Norris et Yorath (1981), la faille de Kaltag-Porcupine aurait latéralement déplacé le système de failles de Tintina-Kobuk d'environ 100 km avant le dépôt de la succession de roches clastiques du Crétacé moyen dans le bassin de Yukon-Koyukuk. Un déplacement additionnel survenu au Tertiaire précoce ou au Tertiaire moyen rendrait compte du rejet horizontal longitudinal de 65 à 130 km du bassin de Yukon-Koyukuk et du décrochement dextre total de 200 km des failles de Tintina et de Kobuk.

Ce déplacement horizontal total s'est sans doute redistribué entre les composantes du réseau de failles de Rapid. Sous le delta du Mackenzie, les prolongements les plus orientaux du réseau fusionnent avec les failles verticales de la zone de failles d'Eskimo Lakes, sur le flanc tourné vers la mer du Complexe de l'arche d'Aklavik. Selon Young (1976), le réseau de failles de Rapid comprendrait une série de failles inverses à fort pendage qui, associées aux éléments de la zone de faille d'Eskimo Lakes, définissent une dépression structurale sous la partie ouest du delta du Mackenzie.

Selon une autre hypothèse, basée sur les orientations des limites des faciès paléozoïques au Yukon, le rejet horizontal longitudinal causé par la faille de Porcupine a peut-être été mineur, sans doute de l'ordre de quelques dizaines de kilomètres (L.S. Lane, communication personnelle, 1988). S'il en est ainsi, la faille de Porcupine et la faille de Kaltag en Alaska n'ont pas été continues tout au long de leur évolution.

PARTIE G. FAILLES DE DISTENSION ÉOCÈNES

Résumé

Le rôle important qu'ont joué à l'Éocène les failles de distension dans la tectonique de la Cordillère canadienne n'est reconnu que depuis peu. Dans le sud du Domaine d'Omineca, apparaissent des zones de cisaillement en régime extensif, dans un prisme s'élargissant vers le sud, du nord du Complexe de Monashee jusqu'à la frontière canado-américaine où elles occupent le terrain entre le lac Okanagan et le lac Kootenay. La région en régime extensif à l'Éocène se poursuit vers le sud, dans le nord-est de l'État de Washington et le nord de l'Idaho, puis disparaît sous les roches volcaniques de la plaine de Snake River.

Le Complexe métamorphique de Tatla Lake, situé dans le sud-ouest du Domaine intermontagneux, a été interprété comme étant un complexe à noyau métamorphique (metamorphic core complex) d'âge éocène caractérisé par une distension crustale et par des failles de dénudation. Une autre région de style structural peut-être semblable est le terrane métamorphique situé dans le Domaine d'Omineca entre les chaînes Cariboo et Omineca. Outre la distension associée à la dénudation tectonique, une distension de grande envergure s'est traduite par la présence d'essaims de dykes granitiques et de dykes de lamprophyre d'âge éocène, dont beaucoup sont sans doute associés à des régimes de failles coulissantes dextres.

Bien que dans le sud du Domaine d'Omineca, la distribution des complexes métamorphiques ait été liée à la distension, à la formation de failles, à la dénudation, au volcanisme et à la sédimentation survenus à l'Éocène, la cause définitive de ces phénomènes reste encore à déterminer. Ces complexes pourraient représenter un affaissement gravitaire de la croûte fortement épaissie par la compression qu'elle avait subie au cours du Mésozoïque (Coney et Harms, 1984). Si tel est le cas, cet affaissement a pu être provoqué par une variation de l'interaction des plaques, qui se serait traduite par un régime coulissant dextre, responsable de l'existence des nombreux grabens occupés par des roches sédimentaires et volcaniques dans la Cordillère méridionale.

Cordillère méridionale

Domaine d'Omineca

R.R. Parrish

Des familles de failles normales conjuguées à fort pendage, des fractures de cisaillement et des dykes injectés dans des joints d'extension apparentés datant peut-être de l'Éocène, témoignent de la distension régionale survenue dans le Complexe de Monashee (fig. 17-85; Brown et Journeay, 1987). Dans la partie sud du complexe, les rejets que présentent les failles normales à fort pendage atteignent plusieurs centaines de mètres, mais sont peu importants dans la partie nord de ce complexe. Les failles sont considérées comme des failles en ciseaux (failles pivotantes) qui, conjointement avec les structures apparentées, ont provoqué une distension de 4-5 km ou de 5% . Contrairement aux failles présentes dans le complexe, des failles de détachement faiblement inclinées, bordant les marges occidentale et orientale, ont engendré des déplacements d'environ 10-15 km. Du côté est du complexe, la faille du Columbia présente un pendage de 20-30° vers l'est et s'étend sur 150 km, bien au-delà des limites nord et sud du Complexe de Monashee. La faille est indiquée par une zone mylonitique pouvant atteindre 1 km de large, en partie fracturée et plissée intensément (Lane, 1984a). Elle a provoqué l'affaissement des roches fortement métamorphisées et des roches faiblement métamorphisées de l'Allochtone de Selkirk sur les roches mylonitiques, formées à pression élevée, du décollement de Monashee (Brown et Journeay, 1987). L'orientation des stries, des fibres cristallines et des indicateurs cinématiques présents dans la mylonite indiquent un mouvement de type normal. La zone de failles tronque les plis et les isogrades du métamorphisme, et au moins les structures les plus récentes sont d'âge éocène. Une zone de détachement faiblement inclinée située du côté ouest de la partie nord du Complexe de Monashee juxtapose les roches métasédimentaires du faciès des schistes verts, qui ont été soumises à une déformation fragile, aux roches mylonitiques situées au mur de la faille, qui appartiennent au faciès des amphibolites supérieur. La faille ou les failles apparentées, ou les deux, par exemple la faille d'Okanagan Valley, s'étendent vers le sud sur plus de 300 km dans le nord de l'État de Washington (fig. 17-85).

Les zones de cisaillement en régime extensif ont été étudiées de façon particulièrement détaillée dans la région proche du lac Okanagan et environnant le Complexe de Valhalla. La faille d'Okanagan Valley est définie par une zone de cisaillement légèrement inclinée vers l'ouest, s'épaississant selon le pendage, de 1 à 2 km d'épaisseur au sommet de la plaque inférieure qui se compose de granodiorite, de granite, de syénite, d'amphibolite et de roches vertes (Tempelman-Kluit et Parkinson, 1986; fig. 17-86). Dans la plaque inférieure, un gneiss granodioritique à amphibole, de cristallinité grossière, passe progressivement vers le haut à un gneiss mylonitique à grain fin, à un gneiss oeillé, et finalement à une mylonite et à une microbrèche au sommet de la succession. La zone de cisaillement est nettement et abruptement recouverte par des roches volcaniques sous-saturées d'âge éocène, un granite d'âge mésozoïque, et des roches métavolcaniques et métasédimentaires d'âge mésozoïque et paléozoïque. Des failles de distension de fort et de faible pendage et des blocs entraînés par des glissements gravitaires caractérisent la plaque supérieure.

La foliation mylonitique, généralement inclinée vers l'ouest à moins de 20°, contient une linéation cohérente, de grande étendue, à plongement ouest-nord-ouest. Des structures oeillées asymétriques et des surfaces C et S qui se recoupent indiquent que la plaque supérieure est descendue vers l'est. De nombreuses datations radiométriques faites sur les roches foliées et les dykes associés suggèrent un déplacement survenu à l'Éocène. Les déplacements sont estimés à 60-90 km, d'après les décalages horizontaux des plutons et des roches volcaniques.

Le Complexe de Valhalla (Reesor, 1965) comprend un paragneiss fortement métamorphisé, polydéformé, d'âge mésozoïque ou plus ancien, et des nappes diversement déformées de roches granitoïdes d'âge crétacé à éocène disposées selon une culmination antiforme allongée (fig. 17-85; Parrish, 1984; Parrish et al., 1985b; Carr et al.,

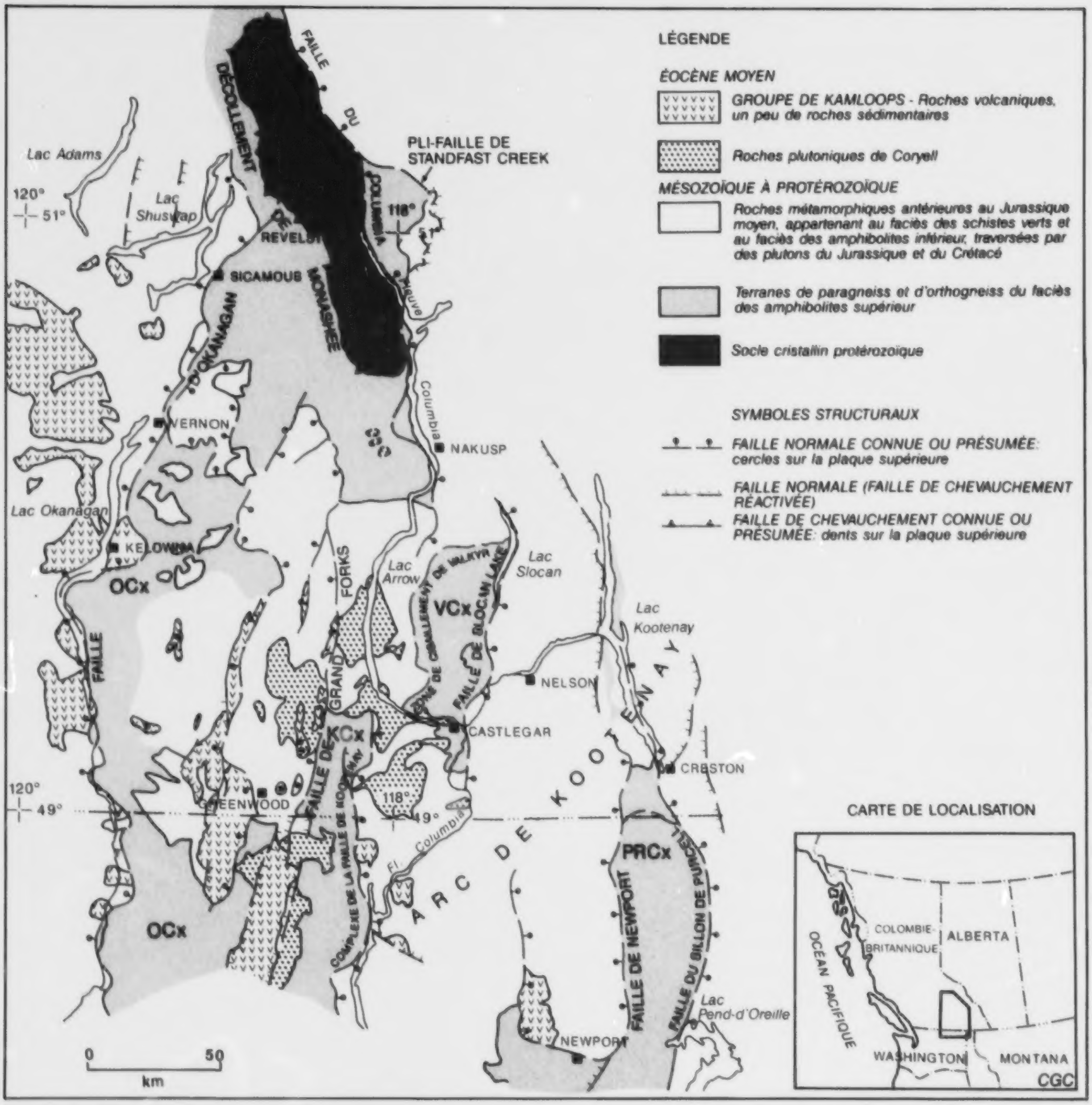


Figure 17-85. Principaux éléments structuraux de la partie sud-est du Domaine d'Omineca et répartition des grandes failles normales. MCx, Complexe de Monashee; VCx, Complexe de Valhalla; OCx, Complexe d'Okanagan; KCx, Complexe de Kettle-Grand Forks; PRCx, Complexe de Priest River.

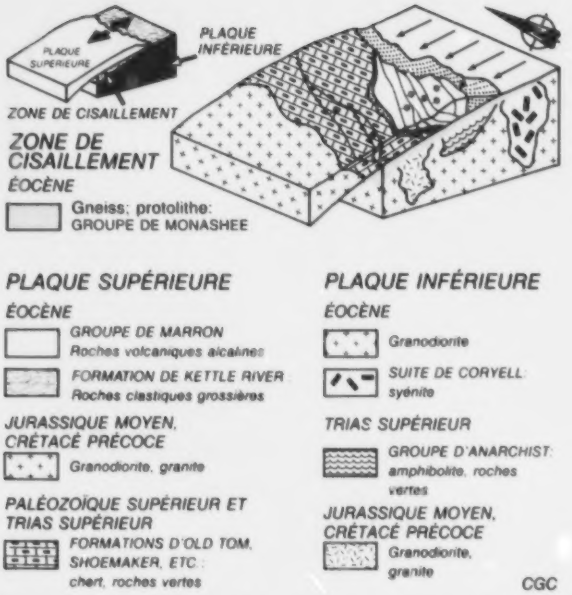


Figure 17-86. Modèle de la distension survenue à l'Éocène suivant la zone de failles d'Okanagan. Le détachement est une faille de distension faiblement inclinée vers l'ouest, sus-jacente à un gneiss soumis à une déformation ductile (en rose), au sommet du compartiment inférieur (mur). D'après Tempelman-Kluit et Parkinson (1986).

1987). Son évolution de longue durée comprend probablement un épisode de métamorphisme et de déformation en régime compressif, s'échelonnant du Jurassique moyen Paléocène, ainsi qu'une vaste déformation ductile du granite d'âge tertiaire (Carr, 1985). La zone de cisaillement de Valkyr, métamorphisée au faciès des amphibolites, de 1 à 3 km d'épaisseur, sépare le Complexe de Valhalla fortement métamorphisé et pénétrativement déformé, des roches environnantes légèrement moins métamorphisées situées sur ses flancs nord, ouest et sud (Carr et al., 1987). Dans la zone de cisaillement, le déplacement des roches de la plaque supérieure est toujours dirigé vers l'est (Carr, 1985; Carr et al., 1987). Le côté oriental est limité par la faille de Slocan Lake, de type ductile/fragile, qui présente une direction générale nord-sud, a un pendage de 30° est. Cette faille expose le complexe dans une fenêtre structurale. La déformation ductile et fragile de la faille de Slocan Lake, qui a eu lieu dans les conditions du faciès des schistes verts inférieur et intermédiaire, a persisté plus longtemps que les mouvements de la zone de cisaillement de Valkyr et a tronqué celle-ci après son soulèvement en dôme et sa cessation d'activité, sur tous ses flancs excepté son flanc oriental. Les roches du toit de la faille de Slocan Lake se sont déplacées vers l'est, comme dans la zone de cisaillement de Valkyr (Parrish, 1984). Les deux failles pourraient faire partie d'une faille normale ou d'un cisaillement formés dans la croûte intermédiaire à supérieure. Les études sismiques confirment la validité de ce modèle (Price et al., 1986; Cook et al., 1987). Un granite de l'Éocène précoce a été impliqué dans la déformation et les roches déformées ont été traversées par une syénite de l'Éocène moyen, datée de 52 Ma (Parrish et Carr, 1986).

La datation radiométrique K/Ar du Complexe de Valhalla a indiqué un âge inférieur à 60 Ma, tandis que la datation radiométrique de la plaque supérieure de la zone de cisaillement de Valkyr et de la faille de Slocan Lake a indiqué que leur âge se situait entre 70 Ma et 165 Ma. Les résultats des datations K/Ar concordent avec la remontée du complexe à partir de niveaux structuraux de profondeur considérable et de température élevée jusqu'à la surface, au cours de l'Éocène, pendant le jeu des failles normales.

Les relations présentées de façon résumée, relatives au Complexe de Valhalla, sont comparables aux détails structuraux et géochronologiques, internes et externes, qui caractérisent d'autres complexes métamorphiques du sud du Domaine d'Omineca (Okanagan, Kettle-Grand Forks, Priest River, une partie du Complexe de Monashee et du Complexe de Clachnacudainn).

Les systèmes de failles normales et de zones de cisaillement éocènes du Domaine d'Omineca forment un vaste réseau de failles capable d'accommoder une distension importante (fig. 17-85). Les failles de Kettle River et du Columbia sont aussi des failles normales d'âge éocène. Par endroits, certains segments sont traversés par la syénite de Coryell, datée de 52 Ma, donc remontent principalement à l'Éocène précoce.

Les failles à pendage ouest du sud de la Colombie-Britannique (systèmes de failles d'Okanagan, de Granby, de Greenwood) traversent des roches volcaniques de l'Éocène moyen appartenant au Groupe de Kamloops, donc doivent remonter à l'Éocène moyen ou à une époque plus récente. Par conséquent, les systèmes de failles majeures à pendage est ou ouest ne sont pas nécessairement des structures symétriques et contemporaines les unes des autres.

La distension survenue au cours de l'Éocène a circonscrit un certain nombre de bassins d'orientation nord-nord-est, composés de roches sédimentaires et volcaniques qui se prolongent vers le sud dans le nord-est de l'État de Washington (Church, 1973; Ewing, 1980; Cheney, 1980; Price, 1981a, b; Harms, 1982; Parrish et al., 1985b). Apparemment, les événements tectoniques de l'Éocène couvrent l'intervalle de 58 Ma à 47 Ma et ont généré une distension d'environ 60-80 % sur toute la largeur du domaine (Parrish et Carr, 1985).

Domaine intermontagneux

R.M. Friedman et R.L. Armstrong

Le Complexe métamorphique de Tatla Lake qui se situe au nord-est de la faille de Yalakom du côté sud-ouest du Domaine intermontagneux en Colombie-Britannique, présente la géométrie typique d'un complexe à noyau métamorphique. Il est constitué d'un noyau gneissique et migmatitique du faciès des amphibolites, qui accuse la forme d'un anticlinorium, surmonté par une zone mylonitique de 1 à 2,5 km d'épaisseur qui se trouve en contact de faille avec des roches de couverture faiblement métamorphisées (fig. 17-87). Des plis anciens de direction générale nord-ouest apparaissent dans le gneiss granoblastique à biotite et à hornblende du noyau métamorphique. L'unité qui a subi un cisaillement ductile comprend des roches métasédimentaires feldspathiques et

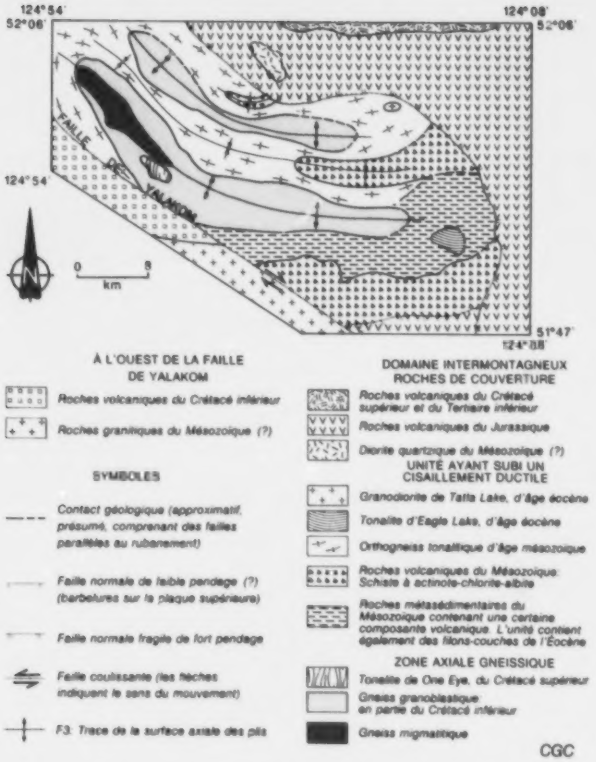


Figure 17.87 Carte du complexe métamorphique de Tatla Lake du côté nord-est de la faille de Yalakom.

pélitiques, métamorphisées au faciès des amphibolites, structuralement recouvertes par des roches métavolcaniques de composition intermédiaire et métamorphisées au faciès des schistes verts; ces roches sont traversées par des intrusions d'orthogneiss tonalitique à granodioritique. Une foliation mylonitique pénétrative à faible pendage et une linéation d'étirement qui présente une orientation est-nord-est dans les secteurs nord-est, passant à une orientation ouest-nord-ouest à proximité de la faille de Yalakom dans le secteur nord-ouest de la région, ont été localement déformées par des plis couchés de direction générale nord-sud. Selon les indicateurs cinématiques, dans toute l'unité soumise au cisaillement ductile, il y a un déplacement vers l'ouest des unités au-dessus des zones de cisaillement. L'unité gneissique et l'unité cisaillée ductilement ont toute deux été gauchies par des plis droits de grande envergure à l'échelle de la carte, et d'orientation est-ouest à nord-ouest. La faille coulissante de Yalakom recoupe toutes les unités et forme la marge sud-ouest du complexe. La géochronométrie par les méthodes radiométriques U/Pb sur zircon a permis de circonscrire dans certaines limites les épisodes de déformation et de métamorphisme du Crétacé (107 Ma à 77 Ma dans le noyau) et de l'Éocène (55 Ma à 47 Ma, dans la zone mylonitique). Les résultats des datations K/Ar sur la biotite et la hornblende (53 Ma à 45,6 Ma) témoignent du soulèvement final et du rapide refroidissement. L'unité cisaillée ductilement s'est formée pendant l'intervalle de l'Éocène précoce à l'Éocène moyen, durant lequel les roches crustales de profondeur moyenne présentes dans les ensembles structuraux à la base du Complexe métamorphique de Tatla Lake ont été transportées à des niveaux plus élevés de la croûte, à une époque de magmatisme et de distension crustale de grande envergure. Des roches métamorphiques soumises au même degré de cisaillement, et caractérisées par des foliations pénétratives et des unités lithologiques horizontales interstratifiées, occupent peut-être toute l'étendue du Domaine intermontagneux méridional. Le complexe constitue peut-être un rare affleurement des réflecteurs sismiques de la croûte moyenne à inférieure, tels qu'observés dans les profils sismiques d'autres régions de la Cordillère.

Cordillère centrale et septentrionale

Région du lac McLeod

Aucune étude détaillée n'a été faite de la région située entre les chaînes Cariboo et Omineca, où des roches fortement métamorphisées et des roches migmatitiques attribuées au Complexe de Wolverine, qui peut-être fait partie du terrane de Kootenay, se trouvent juxtaposées aux roches faiblement métamorphisées du terrane de Slide Mountain et de la Quesnellie. Les affleurements sont peu nombreux et aucun contact n'a été décrit.

Chaînon Horseranch

Dans le sud du plateau de Dease, le chaînon Horseranch est constitué de paragneiss de l'Assemblage de Windermere. Les roches intensément métamorphisées passent abruptement vers le sommet, au-dessus des strates mylonitiques du Paléozoïque inférieur, aux roches carbonatées et essentiellement non métamorphisées du Silurien-Dévonien, ce qui suggère l'influence possible d'une phase de distension et de dénudation. Un épisode thermique intense survenu à l'Éocène est précisé par des datations K/Ar et U/Pb sur zircon. Aucune étude structurale détaillée n'a été faite.

Plateau du Klondike

Des essaims de dykes de porphyre feldspathique de direction générale nord, qui datent du Crétacé tardif et peut-être de l'Éocène, recoupent des assemblages de roches cristallines dans le Domaine d'Omineca entre les failles de Denali et de Tintina. La distension est-ouest dont témoignent les dykes traduit peut-être la déformation liée aux failles régionales de décrochement dextre.

RÉFÉRENCES

Abbott, J.G.
1983: Geology of the Macmillan Fold Belt; Exploration and Geological Services Division, Department of Indian and Northern Affairs, Whitehorse, Yukon, Open File.

Aho, A.E.
1959: Similar trenchlike lineaments in Yukon; in Symposium on the Rocky Mountain Trench, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 62, no. 565, p. 173-174.

Aitken, J.D., Macqueen, R.W., and Usher, J.L.
1973: Reconnaissance studies of Proterozoic and Cambrian stratigraphy, Lower Mackenzie River area (Operation Norman), District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 73-9.

Anderson, P.
1974: Geology, petrology, origin and metamorphic history of the Eagle 'Granodiorite' and Nicola Group, Whipsaw Creek, Princeton area, southern British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 201 p.
Archibald, D.A., Glover, J.K., Price, R.A., Farrar, E., and Carmichael, D.M.
1983: Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia, Part 1: Jurassic to mid-Cretaceous; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1891-1913.
Archibald, D.A., Krogh, T.E., Armstrong, R.L., and Farrar, E.
1984: Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia, Part II: Middle Cretaceous to Eocene; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 567-583.
Armstrong, R.L.
1982: Cordilleran metamorphic core complexes-from Arizona to southern Canada; Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 10, p. 129-154.
Armstrong, R.L., Eisbacher, G.H., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.
Armstrong, R.L., Harakal, J.E., Brown, E.H., Bernardi, M.L., and Rady, P.M.
1983: Late Paleozoic high-pressure metamorphic rocks in northwestern Washington and southwestern British Columbia: The Vedder Complex; Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 451-458.
Atwater, T.
1970: Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of Western North America; Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 3513-3536.
Balkwill, H.R.
1972: Structural geology, Lower Kicking Horse River region, Rocky Mountains, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 20, p. 608-633.
Bally, A.W., Gordy, P.L., and Stewart, G.A.
1966: Structure, seismic data and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, p. 337-381.
Barss, D.L. and Montandon, F.A.
1981: Sukunka-Bullmoose gas fields: models for a developing trend in the southern Foothills of northeast British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, p. 293-333.
Bayly, M.B.
1974: An energy calculation concerning the roundness of folds; Tectonophysics, v. 24, p. 291-316.
Beattie, E.T.
1984: Structural style affected by Devonian facies change, Ram Range, Alberta; M.Sc. thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta.
Benedict, P.C.
1945: Structure at Island Mountain Mine; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, v. 48, p. 755-770.
Berg, H.C., Jones, D.L., and Richter, D.H.
1972: Gravina-Nutzotin Belt - tectonic significance of an Upper Mesozoic sedimentary and volcanic sequence in southern and southeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 800-D, p. D1-D24.
Berg, H.C., Jones, D.L., and Coney, P.J.
1978: Map showing pre Cenozoic Tectonostratigraphic Terranes of southeastern Alaska, and adjacent areas; United States Geological Survey, Open File Report 78-1085, 2 sheets.
Blusson, S.L.
1971: Sekwi Mountain map-area, Yukon Territory and District of Mackenzie (105P); Geological Survey of Canada, Paper 71-22.
1974: Geology, Operation Stewart (northern Selwyn Basin) Yukon and District of Mackenzie, N.W.T. (106A, B, C; 105N, O); Geological Survey of Canada, Open File 205.
Bornhold, B.D. and Yorath, C.J.
1984: Surficial geology of the continental shelf, northwestern Vancouver Island; in Marine Geology, Special Volume, Sedimentation on High-Latitude Continental Shelves, A. Guilcher and B.D. Bornhold (ed.), v. 57, p. 89-112.
Bostock, H.S.
1948: Physiography of the Canadian Cordillera with special reference to the area north of the fifty-fifth parallel; Geological Survey of Canada, Memoir 247.
1952: Geology of northwest Shakwak Valley, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 267, 54 p.
Boucher, G. and Fitch, T.J.
1969: Microearthquake seismicity of the Denali Fault; Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 6638-6648.
Brandon, M.T.
1984: Deformational processes affecting unlithified sediments at active margins: a field study and a structural model; Ph.D. thesis, University of Washington, 159 p.
Brew, D.A. and Ford, A.B.
1978: Megalineament in southeastern Alaska marks southwest edge of Coast Range batholithic complex; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1763-1772.
Brew, D.A. and Morrell, P.M.
1978: Tarr Inlet Suture Zone, Glacier Bay National Monument, Alaska; in The United States Geological Survey in Alaska - Accomplishments During 1977; K.M. Johnson (ed.), United States Geological Survey, Circular 772-B, p. B90-B92.
Brew, D.A., Loney, R.A., and Muffler, L.J.P.
1966: Tectonic history of southeastern Alaska; in A Symposium on Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera in British Columbia and Neighbouring Parts of the United States; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 8, p. 149-170.
Brown, D.A.
1981: Geology of the Lytton area, British Columbia; B.Sc. thesis, Carleton University, 69 p.
Brown, R.L.
1978: Structural evolution of the southeast Canadian Cordillera: a new hypothesis; Tectonophysics, v. 48, p. 133-151.
1980: Frenchman Cap Dome, Shuswap Complex, British Columbia: a progress report; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 47-51.
1981: Metamorphic core complex of southeast Canadian Cordillera and relationship to foreland thrusting; in Thrust and Nappe Tectonics, K. McClay and N.J. Price (ed.), Geological Society of London Special Publication 9, p. 463-474.
Brown, R.L. and Journeay, J.M.
1987: Tectonic denudation of the Shuswap metamorphic terrane of southeastern British Columbia; Geology, v. 15, p. 142-146.
Brown, R.L. and Murphy, D.C.
1982: Kinematic interpretation of mylonitic rocks in part of the Columbia River fault zone, Shuswap Terrane, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 456-465.
Brown, R.L. and Psutka, J.F.
1979: Stratigraphy of the east flank of Frenchman Cap Dome, Shuswap Complex, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 35-36.
Brown, R.L. and Read, P.B.
1983: Shuswap terrane of British Columbia: a Mesozoic "core complex"; Geology, v. 11, p. 164-168.
Brown, R.L. and Tippett, C.R.
1978: The Selkirk fan structure of the southeast Canadian Cordillera; Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 548-558.
Brown, R.L., Journeay, J.M., Lane, L.S., Murphy, D.C., and Rees, C.J.
1986: Obduction, backfolding and piggyback thrusting in the metamorphic hinterland of the southeast Canadian Cordillera; Journal of Structural Geology, v. 8, p. 255-268.
Bruns, T.R.
1979: Late Cenozoic structure of the continental margin, northern Gulf of Alaska; in The Relationship of Plate Tectonics to Alaskan Geology and Resources, A. Sisson (ed.), Proceedings, Sixth Alaska Geological Society Symposium, Anchorage, Alaska, 1977, p. I1-I30.
1982: Structure and petroleum potential of the continental margin between Cross Sound and Icy Bay, northern Gulf of Alaska; United States Geological Survey, Open File Report 82-929, 64 p.
1983a: Model for the origin of the Yakutat block, an accreting terrane in the northern Gulf of Alaska; Geology, v. 11, p. 718-712.
1983b: Structure maps and petroleum potential of the Yakutat segment of the northern Gulf of Alaska continental margin; United States Geological Survey, Map MF-1480, 3 sheets, scale 1:500,000.

Bultman, T.R.
1979: Geology and tectonic history of the Whitehorse Trough west of Atlin, British Columbia; Ph.D. thesis, Yale University, 284 p.

Bustin, R.M. and Moffat, I.
1983: Groundhog Coalfield, central British Columbia: reconnaissance stratigraphy and structure; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 31, p. 231-245.

Cameron, B.E.B.
1980: Biostratigraphy and depositional environment of the Escalante and Hesquiat formations (Early Tertiary) of the Nootka Sound area, Vancouver Island, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 78-9.

Campbell, R.B.
1968: Canoe River, B.C.; Geological Survey of Canada, Map 15-1967.
1970: Structural and metamorphic transitions from infrastructure to suprastructure, Cariboo Mountains, British Columbia; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 6, p. 67-72.
1973: Structural Cross-section and tectonic model of the southeastern Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 1607-1620.

Campbell, R.B. and Dodds, C.J.
1978: Operation Saint Elias, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 35-41.
1979: Operation Saint Elias, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 17-20.
1982a: Geology of S.W. Kluane Lake map-area (115G and F (E 1/2)), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 829.
1982b: Geology of Mount St. Elias map-area (115B and C (E 1/2)), Yukon Territory part; Geological Survey of Canada, Open File 830.
1982c: Geology of S.W. Dezadeash map-area (115A), Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 831.
1983a: Geology of Tatshenshini River map-area (114P), British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 926.
1983b: Geology of Yakutat map-area (114O), British Columbia part; Geological Survey of Canada, Open File 927.
1983c: Terranes and major faults of the Saint Elias Mountains, Yukon Territory, British Columbia, and Alaska; Geological Association of Canada, Annual Meeting in Victoria, Program with Abstracts, p. A10.

Campbell, R.B. and Eisbacher, G.H.
1974: Operation Saint Elias; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 74-1A, p. 11-12.

Campbell, R.B., Mountjoy, E.W., and Struik, L.C.
1982: Structural cross-section through south-central Rocky and Cariboo mountains to the Coast Range; Geological Survey of Canada, Open File 844.

Campbell, R.B., Mountjoy, E.W., and Young, F.G.
1973: Geology of McBride map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 72-35.

Carey, J.A.
1984: Geology of Late Proterozoic Miette Group, southern Main Ranges, Cushing Creek area, B.C.; M.Sc. thesis, University of Calgary, Alberta, 119 p.

Carlson, P.R., Plafker, G., and Bruns, T.R.
1985: Map and selected seismic profiles of the seaward extension of the Fairweather Fault, eastern Gulf of Alaska; United States Geological Survey, Map MF-1722, 2 sheets.

Carr, S.D.
1985: Ductile shearing and brittle faulting in Valhalla gneiss complex, southeastern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 89-96.

Carr, S.D., Parrish, R.R., and Brown, R.L.
1987: Eocene structural development of the Valhalla Complex, southeastern British Columbia; Tectonics, v. 6, p. 175-196.

Cecile, M.P.
1984: Geology of the northwest Niddery Lake map area, Yukon; Geological Survey of Canada, Open File 1066.

Cecile, M.P. and Cook, D.G.
1981: Structural cross-section, northern Selwyn and Mackenzie mountains; Geological Survey of Canada, Open File 807.

Cecile, M.P., Cook, D.G., and Snowdon, L.P.
1982: Plateau overthrust and its hydrocarbon potential, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 89-94.

Chapple, W.M.
1978: Mechanics of the thin-skinned fold and thrust belts; Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 1189-1198.

Charlesworth, H.A.K., Weiner, J.L., Akehurst, A.J., Bielenstein, H.U., Evans, C.R., Griffith, R.E., Remington, D.B., Stauffer, M.R., and Steiner, J.
1967: Precambrian geology of the Jasper region; Alberta Research Council, Bulletin 23, 74 p.

Charlesworth, H.A.K. and Kilby, W.E.
1981: Thrust nappes in the Rocky Mountain foothills near Mountain Park, Alberta; in Thrust and Nappe Tectonics, K.R. McClay and N.J. Price (ed.), Geological Society of London, Special Publication No. 9, p. 475-482.

Cheney, E.S.
1980: Kettle dome and related structures of northeastern Washington; in Cordilleran Metamorphic Core Complexes, M.D. Crittenden, Jr. et al. (ed.), Geological Society of America, Memoir 153, p. 463-483.

Church, B.N.
1973: Geology of the White Lake area; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 61.
1975: Geology of the Hat Creek coal basin (93I/13E); in Geology in British Columbia 1975, British Columbia Ministry of Mines and Petroleum Resources, p. G99-G118.

Clague, J.J.
1974: The St. Eugene Formation and the development of the southern Rocky Mountain Trench; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 86-98.
1979: The Denali Fault System in southwest Yukon Territory - A geologic hazard?; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 169-178.

Clapp, C.H.
1914: Geology of the Nanaimo map-area; Geological Survey of Canada, Memoir 51.

Clowes, R.M., Brandon, M.T., Green, A.G., Yorath, C.J., Sutherland Brown, A., Kanasewich, E.R., and Spencer, C.
1987: Lithoprobe - southern Vancouver Island: Cenozoic subduction complex imaged by deep seismic reflections; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 31-51.

Coates, J.A.
1974: Geology of the Manning Park area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 238, 177 p.

Coney, P.J. and Harms, T.A.
1984: Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression; Geology, v. 12, p. 550-554.

Coney, P.J., Jones, D.L., and Monger, J.W.H.
1980: Cordilleran suspect terranes; Nature, v. 288, p. 329-333.

Cook, D.G.
1970: A Cambrian facies change and its effect on structure, Mountain Stephen-Mount Dennis area, British Columbia; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper No. 6, p. 27-39.
1975: Structural style influenced by lithofacies, Rocky Mountain Main Ranges, Alberta-British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 233, 73 p.
1983: The northern Franklin Mountains, Northwest Territories, Canada - a scale model of the Wyoming province; in Rocky Mountain Foreland Basins and Uplifts, J.D. Lowell (ed.), Field Conference - Rocky Mountain Association of Geologists, p. 314-338.

Cook, F.A., Green, A.G., Simony, P.S., Price, R.A., Parrish, R., Milkereit, B., Gordy, P.L., Brown, R.L., Coflin, K.C., and Patenaude, C.
in press: Lithoprobe, southern Canadian Cordilleran transect: Rocky Mountain thrust belt to Valhalla gneiss complex; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society.

Cook, F., Simony, P., Coflin, K., Green, A., Milkereit, B., Price, R., Parrish, R., Patenaude, C., and Gordey, P.
1987: Lithoprobe southern Canadian Cordilleran transect: Rocky Mountain thrust belt to Valhalla gneiss complex; Geophysical Journal of the royal Astronomical Society, 89, p. 91-98.

Craw, D.
1978: Metamorphism, structure and stratigraphy in the Southern Park Ranges, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 86-98.

Crawford, M.L. and Hollister, L.S.
1982: Contrast of metamorphic and structural histories across the Work Channel lineament, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3849-3860.

Crawford, M.L., Hollister, L.S., and Woodsworth, G.J.
1987: Crustal deformation and regional metamorphism across a terrane boundary, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Tectonics, v. 6, p. 343-361.

Crickmay, C.H.
1930: The structural connection between the Coast Range of British Columbia and the Cascades Range of Washington; Geological Magazine, v. 67, p. 27-39.
Crittenden, M.D. Jr., Coney, P.J., and Davis, G.H.
1980: Cordilleran metamorphic core complexes; Geological Society of America, Memoir 153, 490 p.
Dahlstrom, C.D.A.
1969: Balanced cross-sections; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 743-757.
Danner, W.R.
1977: Paleozoic rocks of northwestern Washington and adjacent part of British Columbia; in Paleozoic Paleogeography of the Western United States, J.H. Stewart, C.H. Stevens and A.E. Fritsche (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Pacific Coast Paleogeography Symposium 1, p. 481-502.
Davis, D.M. and Suppe, J.
1980: Critical taper in mechanics of fold and thrust belt; Geological Society of America, Programs with Abstracts, v. 12, p. 410.
Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F.A.
1983: Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges; Journal of Geophysical Research, v. 88, p. 1153-1172.
Davis, E.E. and Riddihough, R.P.
1982: The Winona Basin: structure and tectonics; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 767-788.
Davis, G.A., Monger, J.W.H., and Burchfiel, B.C.
1978: Mesozoic construction of the Cordilleran "Collage" central British Columbia to central California; in Mesozoic Paleogeography of the Western United States, D.G. Howell and K.A. McDougall (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Coast Section paleogeography Symposium 2, p. 1-32.
Davis, J.W., and Willet, R.
1978: Structural geology of the Colville Hills; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 26, p. 105-122.
Douglas, B.J.
1983: Structural and stratigraphic analysis of a metasedimentary inlier within the Coast Plutonic Complex, British Columbia, Canada; Ph.D. thesis, Princeton University, 298 p.
Douglas, R.J.W.
1950: Callum Creek, Langford Creek and Gap map-areas, Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 255, 124 p.
1985a: Mount Head map-area, Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 291, 241 p.
1958b: Chungo Creek map-area, Alberta (83C/9); Geological Survey of Canada, Paper 58-3, 45 p.
Duffell, S. and McTaggart, K.C.
1952: Ashcroft map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 262, 122 p.
Duncan, I.J.
1984: Structural evolution of the Thor-Odin gneiss dome; Tectonophysics, v. 101, p. 87-130.
Dusel-Bacon, C. and Foster, H.L.
1983: A sillimanite gneiss dome in the Yukon Crystalline Terrane, east-central Alaska: Petrography and garnet-biotite geothermometry; United States Geological Survey, Professional Paper 1170-E.
Eisbacher, G.H.
1974: Sedimentary and tectonic evolution of the Sustut and Sifton basins, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 73-31.
1976: Sedimentology of the Dezadeash flysch and its implications for strike-slip faulting along the Denali Fault, Yukon Territory and Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1495-1513.
1981: Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-27, 40 p.
Eisbacher, G.H. and Hopkins, S.L.
1977: Mid-Cenozoic paleogeomorphology and tectonic setting of the St. Elias Mountains, Yukon Territory; in Report of Activities, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 77-1B, p. 319-335.
Erdmer, P. and Helmstaedt, H.
1983: Eclogite from central Yukon: a record of subduction at the western margin of ancient North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1389-1408.
Evenchick, C.A.
1985: Stratigraphy, metamorphism, structure, and their tectonic implications in the Sifton and Deserters ranges, Cassiar and northern Rocky Mountains, northern British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 197 p.
1986: Structural style of the northwest margin of the Bowser Basin, Spatsizi map area, north-central British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 733-739.
1988: Stratigraphy, metamorphism, structure, and their tectonic implications in the Sifton and Deserters ranges, Cassiar and northern Rocky Mountains, northern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 376, 90 p.
Ewing, T.E.
1980: Paleogene tectonic evolution of the Pacific Northwest; Journal of Geology, v. 88, p. 619-638.
1981: Geological and tectonic setting of the Kamloops Group, south-central British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 225 p.
Fitzgerald, E.L.
1968: Structure of British Columbia Foothills, Canada; Bulletin of America Association of Petroleum Geologists, v. 52, p. 641-664.
Forbes, R.B., Smith, T.E., and Turner, D.L.
1974: Comparative petrology and structure of the McLaren, Ruby Range and Coast Range belts: Implications for offset along the Denali Fault System; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 6, p. 177.
Fox, F.G.
1969: Some principles governing interpretation of structure in the Rocky Mountain orogenic belt; in Time and Place in Orogeny, P.E. Kent, G.E. Satterthwaite and A.M. Spencer (ed.), Geological Society of London, Special Paper No. 3, p. 23-41.
Franzen, J.P.
1972: Some aspects of the petrology and structure in the Kliyul Creek area, north-central British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 46 p.
Fyles, J.T.
1960: Geological reconnaissance of the Columbia River between Bluewater Creek and Mica Creek, B.C.; Minister of Mines Annual Report 1959, p. 90-105.
1964: Geology of the Duncan Lake area, British Columbia; B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 49, p. 87.
1967: Geology of the Ainsworth-Kaslo area, British Columbia; B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 53, p. 125.
1970: Structure of the Shuswap Metamorphic Complex in the Jordan River area, northwest of Revelstoke, British Columbia; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper, Number 6, p. 87-98.
Fyles, J.T. and Eastwood, G.E.
1962: Geology of the Ferguson area, Lardeau district, British Columbia; B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 45, p. 92.
Fyles, J.T. and Hewlett, C.G.
1959: Stratigraphy and structure of the Salmo lead-zinc area, British Columbia, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 41, p. 162.
Gabrielse, H.
1967: Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 271-298.
1969: Geology of Jennings River map-area, British Columbia (104-O); Geological Survey of Canada, Paper 68-55.
1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1-14.
Gabrielse, H. and Dodds, C.J.
1982: Faulting and plutonism in northwestern Cry Lake and adjacent map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 321-323.
Gabrielse, H. and Taylor, G.C.
1982: Geological maps and cross-sections of the Cordillera from near Fort Nelson, British Columbia to Gravina Island, southeastern Alaska; Geological Survey of Canada, Open File 864.
Gabrielse, H. and Wheeler, J.O.
1961: Tectonic framework of southern Yukon and northwestern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 60-24, 37 p.

Gabrielse, H., Blusson, S.L., and Roddick, J.A.
1973: Geology of Flat River, Glacier Lake, and Wrigley Lake map-areas, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 366, 153 p.

Gareau, S.A.
1988: Preliminary study of the Work Channel lineament in the Ecstall River area, Coast Plutonic Complex, British Columbia; in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 49-55.

Gehrels, G.E. and Berg, H.C.
1984: Geologic map of southeastern Alaska; United States Geological Survey, Open File Report 84-886.

Gehrels, G.E., Saleeby, J.B., and Berg, H.C.
1983: Preliminary description of the Klakas orogeny in the southern Alexander Terrane, southeastern Alaska; in Pre-Jurassic rocks in Western North American Suspect Terranes, C.H. Stevens (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, Los Angeles, California, p. 131-141.

Getsinger, J.S.
1982: Metamorphism and structure of Three Ladies Mountain area, Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 317-320.

Ghent, E.D., Nicholl, J., Stout, M., and Rottenfusser, B.
1977: Clinopyroxene amphibolite boudins from Three Valley Gap, British Columbia; Canadian Mineralogist, v. 15, p. 269-282.

Ghent, E.D., Robbins, D.B., and Stout, M.Z.
1979: Geothermometry, geobarometry and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia; American Mineralogist, v. 64, p. 874-885.

Ghent, E.D., Simony, P.S., and Knitter, C.C.
1980: Geometry and pressure-temperature significance of the kyanite-sillimanite isograd in the Mica Creek area, British Columbia; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 74, p. 67-73.

Ghent, E.D., Knitter, C.C., Raeside, R.P., and Stout, M.Z.
1982: Geothermometry and geobarometry of pelitic rocks, upper kyanite and sillimanite zones, Mica Creek area, British Columbia; Canadian Mineralogist, v. 20, p. 295-305.

Gordey, S.P.
1981: Structure section across south central Mackenzie Mountains, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Open File 809.

Gordy, P.L., Frey, F.R., and Norris, D.K.
1977: Geological guide for the C.S.P.G. and 1977 Waterton-Glacier Park Field Conference; Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta.

Grantz, A.
1966: Strike-slip faults in Alaska; United States Geological Survey, Open File Report 66-53, 82 p.

Green, A.G., Berry, M.J., Spencer, C.P., Kanasewich, E.R., Chiu, S., Clowes, R.M., Yorath, C.J., Stewart, D.B., Unger, J.D., and Poole, W.H.
1985: Recent seismic reflection studies in Canada; in Deep Structure of the Continental Crust: Results from Reflection Seismology, M. Barazangi and L. Brown (ed.), American Geophysical Union, Geodynamics Series.

Green, L.H.
1972: Geology of Nash Creek, Larsen Creek and Dawson map areas, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 364, 157 p.

Greig, C.J.
1988: Geology and geochronometry of the Eagle Plutonic Complex, Hope map area, southwestern British Columbia; in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 177-183.

Hamilton, W. and Meyers, W.B.
1966: Cenozoic tectonics of the western United States; Reviews of Geophysics, v. 4, p. 509-549.

Hansen, V.L.
1986: Metamorphic and structural evidence of a Mesozoic transpressional North American Margin; in Abstracts with Programs, 1986, Geological Society of America, v. 18, p. 627.

Harms, T.
1982: The Newport Fault: Low-angle normal faulting and Eocene extension, northeast Washington and northwest Idaho; M.Sc. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 157 p.
1985: Pre-emplacement thrust faulting in the Sylvester Allochthon, northeast Cry Lake map area, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 301-304.

Harms, T.A., Nelson, J., and Bradford, J.
1988: Geological transect across the Sylvester Allochthon north of the Blue River, northern British Columbia (104P/12); in Geological Fieldwork 1987, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 245-248.

Haugerud, R.A.
1985: Ross Lake Fault Zone (RLZ) in the Maselpanik area, SW B.C., a major shear zone during the Eocene; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, p. 360.

Heah, T.S.T.
1982: Stratigraphy, geochemistry and geochronology of the Lower Cretaceous Gambier Group, Sky Pilot area, southern British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 97 p.

Hedley, M.S.
1952: Geology and ore deposits of the Sandon area, Slocan Mining Camp, British Columbia; British Columbia Department of Mines, Bulletin 29, 130 p.

Hill, M.L.
1984: Geology of the Redcap Mountain area, Coast Plutonic Complex, British Columbia; Ph.D. thesis, Princeton University, 216 p.

Holland, S.S.
1954: Geology of the Yanks Peak-Roundtop Mountain area, Cariboo District, British Columbia; British Columbia Department of Mines, Bulletin 34, 102 p.

Hollister, L.S.
1969: Metastable paragenetic sequences of andalusite, kyanite and sillimanite, Kwoiek area, British Columbia; American Journal of Sciences, v. 267, p. 352-370.

Hollister, V.F., Allen, J.M., Anzalone, S.A., and Seraphim, R.H.
1975: Structural evolution of porphyry mineralization at Highland Valley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 807-820.

Horner, R.B.
1983: Seismicity in the Saint Elias region of northwestern Canada and southeastern Alaska; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 73, p. 1117-1137.

Høy, T.
1976: Calc-silicate isograds in the Riondel area, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 13, p. 1093-1104.
1977: Stratigraphy and structure of the Kootenay Arc in the Riondel area, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2301-2315.
1979: Cottonbelt lead-zinc deposit; in Geological Fieldwork 1978; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 79-1, p. 18-23.
1980: Geology of the Riondel area, central Kootenay Arc, southeastern British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 73, 89 p.
1980: Geology in the Bews Creek area, southwestern margin of Frenchman Cap gneiss dome; in Geological Fieldwork 1979, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 80-1, p. 17-22.

Høy, T. and Brown, R.L.
1981: Geology of eastern margin of Shuswap Complex, Frenchman Cap area; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map No. 43.

Høy, T. and McMillan, W.J.
1979: Geology in the vicinity of Frenchman Cap gneiss dome; in Geological Fieldwork 1979, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 79-1, p. 24-30.

Hudson, T.
1983: Calc-alkaline plutonism along the Pacific rim of southern Alaska; Geological Society of America, Memoir 159, p. 159-169.

Hudson, T., Plafker, G., and Dixon, K.
1982: Horizontal offset history of the Chatham Strait fault; United States Geological Survey, Circular 844, p. 128-132.

Hutchison, W.W.
1982: Geology of the Prince Rupert - Skeena map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 394, 116 p.

Hyndman, R.D., Riddihough, R.P., and Hertzer, R.
1979: The Nootka fault zone; a new plate boundary off western Canada; Geophysical Journal, v. 58, p. 667-683.

Hydman, R.D., Yorath, C.J., Clowes, R.M., and Davis, E.E.
1990: The northern Cascadia subduction zone at Vancouver Island: seismic structure and tectonic history; Canadian Journal of Earth sciences, 27, p. 313-329.

Irving, E., Woodsworth, G.J., Wynne, P.J., and Morrison, A.
1985: Paleomagnetic evidence for displacement from the south of the Coast Plutonic Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 584-598.

Jackson, L.E., Gordey, S.P., Armstrong, R.L., and Harakal, J.E.
1986: Bimodal Paleogene volcanics near Tintina Fault, east-central Yukon, and their possible relationship to placer gold; in Yukon Geology, Volume 1; Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada, p. 139-147.

Jewett, P.D. and Brown, E.H.
1985: Fault motions in the Pleiades-Slesse Mountain area, North Cascades of Washington and British Columbia; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 17, no. 16, p. 364.

Jones, P.B.
1978: Notes on the geologic structure of the Foothills and eastern Rocky Mountains between Rocky Mountain House and Saskatchewan River Crossing, Alberta; in Geologic Guide to the Central Foothills and Rocky Mountains of Alberta, P.B. Jones and R.H. Workum (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta, p. 16-25.
1982: Oil and gas beneath east-dipping underthrust faults in the Alberta Foothills; in Studies of the Cordilleran Thrust Belt, R.B. Powers (ed.), Rocky Mountain Association of Geologists, p. 61-74.

Journeay, J.M.
1981: Basement-cover relationships and structural evolution of north-central Frenchman Cap dome, Shuswap Complex, S.E. British Columbia; in Geological Association of Canada, Program with Abstracts, v. 29, p. A-29.
1982: Structural setting along the northwest flank of Frenchman Cap dome, Monashee Complex (82M/7); in Geological Fieldwork 1980, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 81-1, p. 187-202.
1983: Progressive deformation and inverted regional metamorphism associated with Mesozoic emplacement of the Shuswap-Monashee Complex, S.E. British Columbia; in Geological Society of America, Programs with Abstracts, v. 15, p. 606.
1986: Stratigraphy, internal strain and thermo-tectonic evolution of the northern Frenchman Cap dome: An exhumed duplex structure, Omineca hinterland, S.E. Canadian Cordillera, Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 350 p.

Keen, C.E. and Hyndman, R.D.
1979: Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.

Kenah, C. and Hollister, L.S.
1983: Anatexis in the Central Gneiss Complex, British Columbia; in Migmatites, Melting and Metamorphism, M.P. Atherton and C.D. Gribble (ed.), Shiva Publishing Ltd., p. 142-162.

King, P.B.
1969: The tectonics of North America - a discussion to accompany the Tectonic Map of North America Scale 1:5,000,000; United States Geological Survey Professional Paper 628, 94 p.

Kleinspehn, K.L.
1985: Cretaceous sedimentation and tectonics, Tyaughton-Methow Basin, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 154-174.

Klepacki, D.W. and Wheeler, J.O.
1985: Stratigraphic and structural relations of the Milford, Kaslo and Slocan Groups, Goat Range, Lardeau and Nelson map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 277-286.

Kurtz, R.D., DeLaurier, J.M., and Gupta, J.C.
1986: A magnetotelluric sounding acorss Vancouver Island detects the subducting Juan de Fuca Plate; Nature, v. 321, p. 596-599.

Lahr, J.C. and Plafker, G.
1980: Holocene Pacific-North America plate interaction in southern Alaska: Implications for the Yakataga seismic gap; Geology, v. 8, p. 483-486.

Lahr, J.C., Plafker, G., Stephens, C.D., Fogleman, K.A., and Blackford, M.E.
1979: Interim report on the St. Elias earthquake of 28 February 1979; United States Geological Survey, Open File Report 79-670, 35 p.

Lahr, J.C., Stephens, C.D., Hasegawa, H.S., and Boatwright, J.
1980: Alaskan seismic gap only partially filled by 28 February 1979 earthquake; Science, v. 207, p. 1351-1353.

Lambert, M.B.
1974: The Bennett Lake cauldron subsidence complex, British Columbia and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 227, 213 p.

Lane, L.S.
1984a: Brittle deformation in the Columbia River fault zone near Revelstoke, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 584-598.
1984b: Deformation history of the Monashee Décollement north of Revelstoke, British Columbia; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 240 p.

Langenberg, C.W.
1984: Structural and sedimentological framework of Lower Cretaceous coal-bearing rocks in the Grande Cache area; Alberta; in The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta, p. 533-540.

Lanphere, M.A.
1978: Displacement history of the Denali fault system, Alaska and Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 817-822.

Lappin, A.R. and Hollister, L.S.
1980: Partial melting in the Central Gneiss Complex near Prince Rupert, British Columbia; American Journal of Science, v. 280, p. 518-545.

Lathram, E.H.
1964: Apparent right-lateral separation on Chatham Strait fault, southeastern Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 75, p. 249-252.

Leatherbarrow, R.W.
1981: Metamorphism of pelitic rocks from the northern Selkirk Mountains, southeastern British Columbia; Ph.D. Dissertation, Carleton University, Ottawa, Ontario, 218 p.

LeClair, A.D.
1983: Stratigraphy and structural implications of central Kootenay Arc rocks, southeastern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 235-239.
1985: Stratigraphic and structural relations of the Milford, Kaslo and Slocan Groups, Goat Range, Lardeau and Nelson map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 277-286.

Leech, G.B.
1962: Metamorphism and granite intrusions of Precambrian age in southeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 62-13, 8 p.
1966: The Rocky Mountain Trench; in The World Rift System, T.N. Irvine (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 66-14, p. 307-329.

Loney, R.A.
1964: Stratigraphy and petrography of the Pybus-Gambier area, Admiralty Island, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1178, 103 p.

Loney, R.A., Brew, D.A., and Lanphere, M.A.
1967: Post-Paleozoic radiometric ages and their relevance to fault movements, northern southeastern Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 78, p. 511-526.

Lowes, B.E.
1972: Metamorphic petrology and structural geology of the area east of Harrison Lake, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, 162 p.

MacKay, B.R.
1943: Foothills belt of central Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 43-3, 1 sheet.

MacKevett, E.M., Jr.
1978: Geologic map of the McCarthy quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Map I-1032.

MacKevett, E.M., Jr. and Plafker, G.
1974: The Border Ranges Fault in south-central Alaska; United States Geological Survey, Journal of Research, v. 2, p. 323-329.

MacKevett, E.M., Jr., Robertson, E.C., and Winkler, G.R.
1974: Geology of the Skagway B3 and B4 quadrangles, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 832, 33 p.

MacLeod, N.S., Tiffin, D.L., Snavely, P.D., Jr., and Currie, R.G.
1977: Geologic interpretation of magnetic and gravity anomalies in the Strait of Juan de Fuca, U.S.-Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 223-238.

Mansy, J.L.
1986: Géologie de la chaine d'Omineca des Rocheuses aux plateaux intérieurs (Cordillère canadienne), son évolution depuis le Précambrien; thèse de doctorat d'état et sciences naturelles, L'Université des Sciences et Techniques de Lille, France, 718 p.

Mansy, J.L. and Dodds, C.
1976: Stratigraphy, structure and metamorphism in northern central Swannell Ranges; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 91-93.

Mathews, W.H.
1981: Early Cenozoic resetting of potassium-argon dates and thermal history of north Okanagan area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1310-1319.
1983: Early Tertiary resetting of potassium-argon dates in the Kootenay Arc, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 867-872.

Mathews, W.H. and Rouse, G.E.
1984: The Gang Ranch-Big Bar area, south-central British Columbia: stratigraphy, geochronology and palynology of the Tertiary beds and their relationship with the Fraser Fault; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1132-1144.

Mattinson, J.M.
1972: Ages of zircons from the northern Cascade Mountains, Washington; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 3769-3784.

McClay, K.R., Insley, M.W., Way, N.A., and Anderton, R.
1988: Tectonics and mineralization at the Kechika Trough, Gataga area, northeastern British Columbia; in Current Research, Part E, Cordillera and Pacific Margin; Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 1-18.

McGroder, M.F. and Mohrig, D.
1987: Piggyback to foreland transition in the Methow Basin, Washington, 2: balanced cross-section of the Cascade Orogen; in Geological Society of America, Abstracts with Programs, Annual Meetings, v. 19, p. 766.

McKillop, G.R.
1973: Geology of southwestern Gambier Island, Howe Sound, British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 24 p.

McMechan, M.E.
1985: Low-taper triangle zone geometry: an interpretation for the Rocky Mountain Foothills, Pine Pass-Peace River area, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 33, p. 31-38.
1987: Stratigraphy and structure, Mount Selwyn map area, Rocky Mountains, northeast British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 85-28, 34 p.

McMechan, M.E. and Price, R.A.
1982: Superimposed low-grade metamorphism in the Mount Fisher area, southeastern British Columbia - implications for the East Kootenay orogeny; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 476-489.

McMechan, R.D.
1981: Stratigraphy, sedimentology, structure and tectonic implications of the Oligocene Kishenehn Formation, Flathead Valley graben, southeastern British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, v. 1 and 2, 327 p.
1983: Geology of the Princeton Basin, British Columbia; Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1983-3, 52 p.

McMechan, R.D. and Price, R.A.
1984: Crustal extension and thinning in a foreland thrust and fold belt, southern Canadian Rockies; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 591.

McMillan, W.J.
1970: West Flank, Frenchman Cap gneiss dome, Shuswap terrane, British Columbia; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper Number 6, p. 99-122.
1976: Geology and genesis of the Highland Valley ore deposits and the Guichon Batholith; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy Special Volume 15, p. 85-104.

McTaggart, K.C.
1960: The geology of Keno and Galena Hills, Yukon Territory (105M); Geological Survey of Canada, Bulletin 58, 37 p.

Mercier, E.
1985: Précambrien de "Coal Creek Dome" (montagnes Ogilvie, Yukon, Canada); thèse présentée à l'Université des Sciences et Techniques de Lille, France, 246 p.

Mertie, J.B., Jr.
1931: Notes on the geography and geology of Lituya Bay, Alaska; United States Geological Survey Bulletin 836-B, p. 117-135.

Miller, D.J.
1953: Preliminary geologic map of Tertiary rocks in the southeastern part of the Lituya district, Alaska; United States Geological Survey, Open File Report 53-193.
1960: Giant waves in Lituya Bay, Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 354-C, p. 51-86.

Miller, G.M. and Misch, P.
1963: Early Eocene angular unconformity at western front of Northern Cascades, Whatcom County, Washington; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 47, p. 163-174.

Minster, J.B. and Jordan, T.H.
1978: Present day plate motions; Journal of Geophysical Research, v. 83, p. 5331-5354.

Minster, J.B., Jordan, T.H., Molnar, P., and Haines, E.
1974: Numerical modeling of instantaneous plate tectonics; Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, v. 36, p. 541-576.

Misch, P.
1966: Tectonic evolution of the Northern Cascades of Washington State; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 8, p. 101-148.

Monger, J.W.H.
1968: Early Tertiary stratified rocks, Greenwood map-area; Geological Survey of Canada, Paper 67-42.
1970: Hope map-area, west-half, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 69-47, 75 p.
1985: Structural evolution of the southwestern Intermontane Belt, Ashcroft and Hope map-areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 349-358.
1986: Geology between Harrison Lake and Fraser River, Hope map area, southwestern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 86-1B, p. 699-706.

Monger, J.W.H. and Berg, H.C.
1984: Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska; in Lithotectonic Terrane Maps of the North American Cordillera, N.J. Silberling and D.L. Jones (ed.), United States Geological Survey, Open-File Report 84-523.

Monger, J.W.H. and McMillan, W.J.
1984: Bedrock geology of Ashcroft (92) map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 980, Scale 1:125 000.

Monger, J.W.H., Price, R.A., and Tempelman-Kluit, D.J.
1982: Tectonic accretion and the origin of two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera; Geology, v. 10, p. 70-75.

Monger, J.W.H., Clowes, R.M., Price, R.A., Simony, P.S., Riddihough, R.P., and Woodsworth, G.J.
1985: B-2 Juan de Fuca Plate to Alberta Plains; Geological Society of America, The Decade of North American Geology, Centennial Continent/Ocean Transect #7, 21 p., 2 sheets.

Morgan, W.
1968: Rises, trenches, great faults, and crustal blocks; Journal of Geophysical Research, v. 73, p. 1959-1982.

Morrison, M.L.
1980: Basement involvement on the southwest flank of the southern Canadian Rockies; 26th International Geological Congress, Abstract, v. 1, p. 366.
1982: Structure and petrology of the southern portion of the Malton Gneiss, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 240 p.

Muller, J.E.
1967: Kluane Lake map-area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 340, 137 p.
1977: Evolution of the Pacific Margin, Vancouver Island and adjacent regions; Canadian Journal of Earth Sciences, 14, p. 2062-2085.

Murphy, D.C.
1987: Suprastructure-infrastructure transition, east-central Cariboo Mountains, British Columbia: geometry, kinematics and tectonic implications; Journal of Structural Geology, v. 9, p. 13-29.

Murphy, D.C. and Journeay, J.M.
1982: Structural style in the Premier Range, Cariboo Mountains, southeastern British Columbia: Preliminary results; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 289-292.

Murphy, D.C. and Rees, C.J.
1983: Structural transition and stratigraphy in the Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 245-252.

Mustard, J.F.
1983: The geology of the Mount Brew area, Lillooet, British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 33 p.

Naugler, F.P. and Wageman, J.M.
1973: Gulf of Alaska: Magnetic anomalies, fracture zones, and plate interaction; Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 1575-1584.

Norris, D.K.
1968: The Crowsnest Deflection of the eastern Cordillera of Canada; in Program with Abstracts, Geological Society of America Annual Meeting, Mexico City, p. 221.
1969: The Crowsnest deflection of the eastern Cordillera of Canada; Geological Society of America, Special Paper 121, p. 221.
1972: En échelon folding in the northern Cordillera of Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 20, p. 634-642.
1974: Structural geometry and geological history of the northern Canadian Cordillera; Proceedings of First National Convention, Canadian Society of Exploration Geophysicists, Calgary, 1973; p. 18-45.
1980: Bedrock geology of the Dempster Lateral; in Facts and Principles of World Petroleum Occurrence, A.D. Miall (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 6, p. 535-550.
1981a: Geology, Herschel Island - Demarcation Point, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 1514A, Scale 1:250,000.
1981b: Geology, Blow River - Davidson Mountains, Yukon Territory - Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Map 1516A, Scale 1:250 000.
1981c: Transform, contraction and extension faults in the northern cordillera of Canada - their spatial and temporal relationships since mid-Cretaceous time; in Geological Association of Canada Program and Abstracts, Cordilleran Section Meeting, Vancouver, B.C., 1981.
1982a: Geology, Ogilvie River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 1526A, Scale 1:250 000.
1982b: Geology, Hart River, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 1527A, Scale 1:250 000.
1983a: Porcupine Virgation - the structural link among the Columbian, Innuitian and Alaskan orogens; in Program with Abstracts, v. 8, Joint Annual Meeting, Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada and Canadian Geophysical Union, Victoria, B.C., May 1983, p. A51.
1983b: Geotectonic Correlation Chart 1532A - Operation Porcupine Project Area; Geological Survey of Canada, Chart 1532A.
1985: Geology of the northern Yukon and Northwestern District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Map 1581A, Scale 1:500 000.

Norris, D.K. and Hopkins, W.S. Jr.
1977: The geology of the Bonnet Plume Basin, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 76-8.

Norris, D.K. and Yorath, C.J.
1981: The North American plate from the Arctic Archipelago to the Romanzof Mountains; in The Ocean Basins and Margins - The Arctic Ocean, v. 5 (3), A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr. and F.G. Stehli (ed.), Plenum Publishing Corporation, New York, London, Washington, Boston, p. 37-103.

Okulitch, A.V.
1979: Thompson-Shuswap-Okanagan; Geological Survey of Canada, Open File 637, 1:250 000.

Ollerenshaw, N.C.
1981: Parcel 82, Dominion Coal Block, southeastern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 81-1B, p. 145-152.

Ovenshine, A.T. and Brew, D.A.
1972: Separation and history of the Chatham Strait Fault, southeast Alaska, North America; 24th Proceeding of the International Geological Congress, Section 3, p. 245-254.

Page, R.A.
1969: Late Cenozoic movement on the Fairweather Fault in southeastern Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 80, p. 1873-1878.
1973: The Sitka, Alaska, earthquake of 1972; Earthquake Information Bulletin, v. 5, p. 4-9.
1974: Evaluation of seismicity and shaking of offshore sites; Proceedings of the 7th Conference on Offshore Technology, Houston, Texas, v. 3, p. 179-190.

Parkinson, D.
1985: U-Pb geochronology and regional geology of the southern Okanagan Valley, British Columbia: the western boundary of a metamorphic core complex; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 149 p.

Parrish, R.R.
1983: Cenozoic thermal evolution and tectonics of the Coast Mountains, British Columbia 1. Fission track dating, apparent uplift rates and pattern of uplift; Tectonics, v. 2, p. 601-631.
1984: Slocan Lake Fault: a low angle fault zone bounding the Valhalla gneiss complex, Nelson map area, southern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 323-330.

Parrish, R. and Carr, S.D.
1986: Extensional tectonics of southeastern British Columbia: new data and interpretations; Geological Association of Canada, Annual Meeting, Program with Abstracts, p. 112.

Parrish, R.R. and Wheeler, J.O.
1983: A U-Pb zircon age of the Kuskanax batholith, southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1751-1756.

Parrish, R., Carr, S.D., and Parkinson, D.
1985a: Metamorphic Complexes and Extensional Tectonics, Southern Shuswap Complex, southeastern British Columbia; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the Southern Canadian Cordillera, Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, p. 12.1-12.15.

Parrish, R., Carr, S.D., and Brown, R.L.
1985b: Valhalla gneiss complex, southeast British Columbia: 1984 Fieldwork; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 81-87.

Paterson, I.A.
1977: The geology and evolution of the Pinchi fault zone at Pinchi Lake, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1324-1342.

Payne, J.G., Bratt, J.A., and Stone, B.G.
1980: Deformed Mesozoic volcanogenic Cu-Zn sulfide deposits in the Britannia District, British Columbia; Economic Geology, v. 75, p. 700-721.

Pearson, D.E. and Panteleyev, A.
1975: Cupriferous iron sulphide deposits, Kutcho Creek map-area (104I/1W); in Geological Field Work 1975, British Columbia epartment of Mines and Petroleum Resources, p. 86-92.

Pell, J.
1984: Stratigraphy, structure and metamorphism of Hadrynian strata in southeastern Cariboo Mountains, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Calgary, Alberta, 189 p.

Pell, J. and Simony, P.S.
1981: Stratigraphy, structure, and metamorphism in southern Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 227-230.
1982: Hadrynian Horsethief Creek Group/Kaza Group correlations in the southern Cariboo Mountains, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 82-1A, p. 305-308.
1984: Stratigraphy of the Hadrynian Kaza Group between the Azure and North Thompson Rivers, Cariboo Mountains British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 95-98.

Perkins, M.J.
1983: Structural geology and stratigraphy, Big Bend of the Columbia River, Selkirk Mountains, B.C.; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 237 p.

Pigage, L.C.
1978: Geochronology and structure, Wells Gray Provincial Park, Cariboo Mountains, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 289 p.

Plafker, G.
1967: Geologic map of the Gulf of Alaska Tertiary Province, Alaska; United States Geological Survey, Map I-484, scale 1:500,000.

Plafker, G. and Campbell, R.B.
1979: The Border Ranges fault in the St. Elias Mountains; in United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments during 1978, K.M. Johnson and J.R. Williams (ed.), United States Geological Circular 804-B, p. B102-B104.

Plafker, G., Jones, D.H., and Pessagno, E.A., Jr.
1977a: A Cretaceous accretionary flysch and melange terrane along the Gulf of Alaska margin; United States Geological Survey, Circular 751-B, p. B41-B43.

Plafker, G., Hudson, T., and Richter, D.H.
1977b: Preliminary observations on late Cenozoic displacements along Totschunda and Denali fault systems; United States Geological Survey, Circular 751B, p. B67-B69.

Plafker, G., Hudson, T., Bruns, T., and Rubin, M.
1978: Late Quaternary offsets along the Fairweather fault and crustal plate interactions in southern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 805-816.

Potter, C.J.
1983: Geology of the Bridge River Complex, southern Shulaps Range, British Columbia: A record of Mesozoic convergent tectonics; Ph.D. thesis, University of Washington, 192 p.

Preto, V.A.G.
1977: The Nicola Group: Mesozoic volcanism related to rifting in southern British Columbia; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Baragar, L.G. Coleman and J.M. Hall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 39-57.
1981: Barriere Lakes-Adams Plateau area; in Geological Fieldwork 1980, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1981-1, p. 15-23.

Price, R.A.
1962: Fernie map-area east half, Alberta and British Columbia (82G E1/2); Geological Survey of Canada, Paper 61-24, 65 p.
1965: Flathead map-area, British Columbia and Alberta; Geological Survey of Canada, Memoir 336, 221 p.
1979: Intracontinental ductile crustal spreading linking the Fraser River and northern Rocky Mountain transform fault zones, south-central British Columbia and northeast Washington; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 11, p. 499.
1981a: Eocene stretching and necking of the crust and tectonic unroofing of the Cordilleran metamorphic infrastructure, southeastern British Columbia and adjacent Washington and Idaho; Geological Association of Canada, Program with Abstracts, p. A47.
1981b: The Cordilleran thrust and fold belt in the southern Canadian Rocky Mountains; in Thrust and Nappe Tectonics, K.R. McClay and N.J. Price (ed.), Geological Society of London, Special Publication 9, p. 427-448.
1983: The Rocky Mountain belt of Canada, thrust faulting, tectonic wedging and delamination of the lithosphere; Geological Association of Canada, Annual Meeting, Program with Abstracts, p. A55.
1986: The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere; Journal of Structural Geology, v. 8, p. 239-254.

Price, R.A. and Fermor, P.R.
1985: Structure section of the Cordilleran foreland thrust and fold belt west of Calgary, Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 84-14, 1 sheet.

Price, R.A. and Mountjoy, E.W.
1970: Geologic structure of the Canadian Rocky Mountains between Bow and Athabasca rivers, a progress report; in Structure of the Southern Canadian Cordillera, J.O. Wheeler (ed.), Geological Association of Canada, Special Publication No. 6, p. 7-25.

Price, R.A., Balkwill, H.R., and Mountjoy, E.W.
1979: McMurdo (east half) British Columbia; Geological Survey of Canada, Map 1501A.

Price, R.A., Monger, J.W.H., and Muller, J.E.
1981: Cordilleran cross-section - Calgary to Vancouver; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits, Geological Association of Canada Guide Book, Calgary '81.

Price, R.A., Parrish, R., Green, A.G., Cook, F.A., Simony, P.S., Gordy, P.L., Milkereit, B., Coflin, K.C., and Patenaude, C.
1986: Lithoprobe seismic reflection images of deep crustal structure, southeastern Canadian Cordillera; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 18, p. 723.

Psutka, J.F.
1978: Structural setting of the Downie Slide, northeast flank of Frenchman Cap gneiss dome, Shuswap Metamorphic Complex, southern British Columbia; M.Sc. thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 70 p.

Raeside, R.P. and Simony, P.S.
1983: Stratigraphy and deformational history of the Scrip nappe, Monashee Mountains, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 639-650.

Ramsay, J.G.
1974: Development of chevron folds; Geological Society of America Bulletin, v. 85, p. 1741-1754.

Read, P.B.
1971: Metamorphic environment and timing of deformation, plutonism, and metamorphism in part of central Kootenay Arc, British Columbia; in Metamorphism in the Canadian Cordillera, Geological Association of Canada, Cordilleran Section, Program and Abstracts, p. 27.
1973: Petrology and structure of Poplar Creek map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 193, 144 p.
1975: Lardeau Group, Lardeau map-area, west half (92K, W1/2), British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Canada, Paper 75-1, p. 29-30.
1976: Lardeau map area, west half (82K, W1/2), British Columbia; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 95-96.
1979: Relationship between the Shuswap Metamorphic Complex and Kootenay Arc, Vernon East-half, southern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, 37-40.
1980: Stratigraphy and structure: Thor-Odin to Frenchman Cap "domes", Vernon east-half map area, southern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 19-25.

Read, P.B. and Brown, R.L.
1981: Columbia River fault zone: southeast margin of the Shuswap and Monashee Complex, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1127-1145.

Read, P.B. and Klepacki, D.W.
1981: Stratigraphy and structure: northern half of Thor-Odin nappe, Vernon east-half map area, southern British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 169-173.

Read, P.B. and Monger, J.W.H.
1976: Pre-Cenozoic volcanic assemblages of the Kluane and Alsek Ranges, southwestern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 381, 96 p.

Read, P.B. and Thompson, R.I.
1980: Geology of the Akolkolex River area: an addendum; in Geological Fieldwork 1979, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Resources, Paper 80-1, p. 183-187.

Read, P.B. and Wheeler, J.O.
1976: Geology of the Lardeau west-half map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 432.

Reamsbottom, S.B.
1974: Geology and metamorphism of Mount Breaker ridge area, Harrison Lake, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 155 p.

Rees, C.J.
1981: Western margin of the Omineca Belt at Quesnel Lake, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 223-226.

Rees, C.J. and Ferri, F.
1983: A kinematic study of mylonitic rocks in the Omineca Intermontane Belt tectonic boundary in east-central British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 83-1B, p. 121-125.

Reesor, J.E.
1965: Structural evolution and plutonism in Valhalla gneiss complex, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 129, 128 p.

Reesor, J.E. and Moore, J.M.
1971: Petrology and structure of Thor-Odin gneiss dome, Shuswap Metamorphic Complex, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 228, 86 p.

Rehrig, W.A. and Reynolds, S.J.
1981: Eocene metamorphic core complex tectonics near the Lewis and Clark zone, western Montana and northern Idaho; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 13, p. 102.

Rice, H.M.A.
1947: Geology and mineral deposits of Princeton map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 243, 136 p.

Rich, J.L.
1934: Mechanics of low-angle overthrust faulting illustrated by Cumberland Thrust block, Virginia, Kentucky and Tennessee; American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, v. 18, p. 1584-1596.

Richards, T.A.
1980: Geology, Hazelton map area, British Columbia (93M); Geological Survey of Canada, Open File 720.

Richter, D.H.
1976: Geologic map of the Nabesna quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Map I-932.

Richter, D.H. and Matson, N.A., Jr.
1971: Quaternary faulting in the eastern Alaska Range; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 1529-1539.

Riddihough, R.P.
1977: A model for recent plate interactions off Canada's west coast; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 384-396.

Robertson Research International Ltd.
1978: The People's Republic of China: Its petroleum geology and resources, v. 1 and 2.

Roddick, J.A. and Woodsworth, G.J.
1980: Geology of Bute Inlet map area, British Columbia (NTS 92K); Geological Survey of Canada, Open File 480.
Roddick, J.A., Muller, J.E., and Okulitch, A.V.
1979: Fraser River, British Columbia-Washington; Geological Survey of Canada, Map 1386A, 1:1,000,000 scale.
Rogers, G.C. and Hasegawa, H.S.
1978: A second look at the British Columbia earthquake of June 23, 1946; Bulletin of the Seismological Society of America; v. 68, p. 653-675.
Roots, C.F.
1987: Regional tectonic setting and evolution of the Late Proterozoic Mount Harper volcanic complex, Ogilvie Mountains, Yukon; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, Ontario, 219 p.
Ross, J.A. and Christie, J.S.
1979: Early recumbent folding in some westernmost exposures of the Shuswap Complex, southern Okanagan, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 877-894.
Ross, J.V.
1981: A geodynamic model for some structures within and adjacent to the Okanagan Valley, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1581-1598.
Royse, F.J., Warner, M.A., and Reese, D.L.
1975: Thrust belt structural geometry and related stratigraphic problems Wyoming-Idaho-Northern Utah; Rocky Mountain Association of Geologists, Symposium on Deep Drilling Frontiers in the Central Rocky Mountains, p. 41-54.
Rusmore, M.E.
1985: Geology and tectonic significance of the Upper Triassic Cadwallader Group and its bounding faults, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, 174 p.
1987: Geology of the Cadwallader Group and the Intermontane - Insular superterrane boundary, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2279-2291.
Rusmore, M.E. and Woodsworth, G.J.
1988: Eastern margin of the Coast Plutonic Complex, Mount Waddington map area (92N), B.C.; in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 185-190.
Sainsbury, C.L. and Twenhofel, S.W.
1954: Fault patterns in southeastern Alaska; Abstract, Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 1300.
St. Amand, P.
1954: Tectonics of Alaska as deduced from seismic data; Abstract, Geological Society of America Bulletin, v. 65, p. 1350.
1957: Geological and geophysical synthesis of the tectonics of proportions of British Columbia, the Yukon Territory, and Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 68, p. 1343-1370.
Schiarizza, P.
1986: Geology of the Eagle Bay Formation between the Raft and Baldy batholiths; in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 89-94.
Schiarizza, P. and Preto, V.A.G.
1984: Geology of the Adams Plateau-Clearwater area; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map 56.
Sears, J.W.
1979: Tectonic contrasts between the infrastructure and suprastructure of the Columbian orogen, Albert Canyon area, western Selkirk Mountains, British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario.
Shouldice, D.H.
1971: Geology of the western Canadian continental shelf; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Canadian Society of Petroleum Geologists, v. 19, p. 405-436.
Simony, P.S. and Wind, G.
1970: Structure of the Dogtooth Range and adjacent portions of the Rocky Mountain Trench; in Structure of the Canadian Cordillera, Geological Association of Canada, Special Paper 6, p. 41-51.
Simony, P.S., Ghent, E.D., Craw, D., Mitchell, W., and Robbins, D.B.
1980: Structural and metamorphic evolution of the northeast flank of the Shuswap Complex, southern Canoe River area, British Columbia; Geological Society of America, Memoir 153, p. 445-461.
Smith, R.B.
1974: Geology of the Harper Ranch Group (Carboniferous-Permian) and Nicola Group (Upper Triassic), northwest of Kamloops, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 211 p.
Snavely, P.D., Jr. and Wagner, H.C.
1981: Geologic cross-section across the continental margin off Cape Flattery, Washington, and Vancouver Island, British Columbia; United States Geological Survey, Open File Report 81-978.
Sonnevil, R.A.
1981: The Chilkat-Prince of Wales plutonic province, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Circular 823-B, p. B113-B115.
Souther, J.G.
1971: Geology and mineral deposits of Tulsequah map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 362, 84 p.
Souther, J.G. and Stanciu, C.
1975: Operation Saint Elias, Yukon Territory: Tertiary volcanic rocks; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 63-70.
Spang, J.H., Simony, P.S., and Mitchell, W.J.
1980: Strain and folding mechanisms in a similar style fold from the Northern Selkirks of the Canadian Cordillera; in Analytical Studies in Structural Geology, Tectonophysics, v. 66, p. 253-267.
Stauder, W.
1960: The Alaska earthquake of July 10, 1958: Seismic studies; Bulletin of the Seismological Society of America, v. 50, p. 293-322.
Stevens, R.D., Delabio, R.N., and Lachance, G.R.
1982: Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic ages, Report 16; Geological Survey of Canada, Paper 82-2, 56 p.
Stockmal, G.S. and Chapple, W.M.
1981: Modelling accretionary wedge deformation using a rigid-perfectly plastic rheology; American Geophysical Union, Transactions, v. 62, p. 46-55.
Stout, J.H. and Chase, C.G.
1980: Plate kinematics of the Denali fault system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1527-1537.
Struik, L.C.
1980: Geology of the Barkerville-Cariboo River area, east central British Columbia; Ph.D. thesis, University of Calgary, Alberta, 335 p.
1981: A re-examination of the type area of the Devono-Mississippian Cariboo Orogeny, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1767-1775.
1982: Snowshoe Formation (1982), central British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 117-124.
1985: Imbricated terranes of Cariboo Gold Belt with correlations and implications for tectonics in southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1057-1061.
Sutherland Brown, A.
1957: Geology of the Antler Creek area, Cariboo District, British Columbia; British Columbia Department of Mines, Bulletin 38.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54.
Sutherland Brown, A. and Yorath, C.J.
1985: Lithoprobe profile across southern Vancouver Island: Geology and Tectonics; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the southern Canadian Cordillera, Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Vancouver, B.C., p. 8-1 to 8-23.
Sutherland Brown, A., Yorath, C.J., and Tipper, H.W.
1983: Geology and tectonic history of the Queen Charlotte Islands; Geological Association of Canada/ Mineralogical Association of Canada/Canadian Geophysical Union, Annual Meeting, Field Trip #8, Guide Book.
Tarr, R.S. and Martin, L.
1912: The earthquakes at Yakutat Bay, Alaska, in September, 1899; United States Geological Survey, Professional Paper 69, 35 p.
Taylor, G.C. and Stott, D.F.
1973: Tuchodi Lakes map-area, northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 373, 37 p.
Teal, P.R.
1983: The triangle zone at Cabin Creek, Alberta; in Seismic Expression of Structural Styles, A.W. Bally (ed.), American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology Series, No. 15, v. 3, p. 4.1-48 to 4.1-53.
Tempelman-Kluit, D.J.
1970: Stratigraphy and structure of the "Keno Hill Quartzite" in Tombstone River - Upper Klondike River map-areas, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 180, 102 p.
1974: Reconnaissance geology of Aishihik Lake, Snag and part of Stewart River map-areas, west central Yukon; Geological Survey of Canada, Paper 73-41, 97 p.

1976: The Yukon Crystalline Terrane: Enigma in the Canadian Cordillera; Geological Society of America Bulletin, v. 87, p. 1343-1357.
1981a: Geology of the Craig Claims; in Yukon Geology and Exploration 1979-80, Geology Section, Department of Indian and Northern Affairs, Whitehorse, p. 225-230.
1981b: Geology of the Thor Claims; in Yukon Geology and Exploration 1979-80, Geology Section, Department of Indian and Northern Affairs, Whitehorse, p. 289-291.
in press-a: Geology of Quiet Lake and Finlayson Lake (105F, 105G) map-areas; Geological Survey of Canada, Memoir.
in press-b: Geology of Carmacks and Laberge map-areas, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir.

Tempelman-Kluit, D.J. and Parkinson, D.
1986: Extension across the Eocene Okanagan crustal shear in southern British Columbia; Geology, v. 14, p. 318-321.

Thatcher, W. and Plafker, G.
1977: The Yakutat Bay, Alaska, earthquakes: seismograms and crustal deformation; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 9, p. 515.

Thompson, R.I.
1978: Geology of the Akolkolex River area, B.C. Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 60, p. 77.
1979: A structural interpretation across part of the northern Rocky Mountains, British Columbia, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1228-1241.
1981: The nature and significance of large "blind" thrusts within the northern Rocky Mountains of Canada; in Thrust and Nappe Tectonics, K.R. McClay and N.J. Price (ed.), Geological Society of London Special Publication 9, p. 449-462.
1984: Late Proterozoic extension and its influence on Mesozoic deformation, western Ogilvie Mountains, Yukon; Abstract, Exploration Roundup, Canadian Society of Petroleum Geologists.
in press: Stratigraphy, structural analysis, and tectonic evolution of the Halfway River map-area (94B), northern Rocky Mountains, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir.

Thompson, R.I. and Eisbacher, G.H.
1984: Late Proterozoic rift assemblages, northern Canadian Cordillera; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 336.

Thompson, R.I. and Thorkelson, D.
1989: Regional mapping update, central Queen Charlotte Islands, British Columbia; in Current Research, Part H, Geological Survey of Canada, Paper 89-1H, p. 7-11.

Thorstad, L.
1980: Upper Paleozoic volcanic and volcaniclastic rocks in northwest Toodoggone map area, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 207-211.

Thorstad, L.E. and Gabrielse, H.
1986: The Upper Triassic Kutcho Formation, Cassiar Mountains, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 86-16, 53 p.

Thorsteinsson, R. and Tozer, E.T.
1960: Summary account of structural history of the Canadian Arctic Archipelago since Precambrian time; Geological Survey of Canada, Paper 60-7.

Tiffin, D.L., Cameron, B.E.B., and Murray, J.W.
1972: Tectonics and depositional history of the continental margin off Vancouver Island, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 280-296.

Tipper, H.W.
1969: Mesozoic and Cenozoic geology of the northeast part of Mount Waddington map area (92N), Coast District, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 68-33, 103 p.

Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270, 73 p.

Tobin, D. and Sykes, L.
1968: Seismicity and tectonics of the northeast Pacific Ocean; Journal of Geophysics Research, v. 73, p. 3821-3845.

Tocher, D.
1960: The Alaska earthquake of July 10, 1958: Movement on the Fairweather Fault and field investigations of southern epicentral region; Seismological Society of America Bulletin, v. 50, p. 267-292.

Travers, W.B.
1978: Overturned Nicola and Ashcroft strata and their relation to the Cache Creek Group, southwestern Intermontane Belt, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 99-116.
1982: Possible large-scale overthrusting near Ashcroft, British Columbia: implications for petroleum prospecting; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 30, p. 1-8.

Turner, D.L., Smith, T.E., and Forbes, R.B.
1974: Geochronology of offset along the Denali fault system in Alaska; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 6, p. 268-269.

van der Heyden, P.
1982: Tectonic and stratigraphic relations between the Coast Plutonic Complex and Intermontane Belt, west-central Whitesail Lake map area, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 172 p.

Wanless, R.K., Stevens, R.D., Lachance, G.R., and Delabio, R.N.
1979: Age determinations and geological studies, K-Ar isotopic-ages, Report 14; Geological Survey of Canada, Paper 79-2.

Wheeler, J.O.
1954: A geological reconnaissance of the northern Selwyn Mountains region, Yukon and Northwest Territories; Geological Survey of Canada, Paper 53-7, 42 p.
1963: Rogers Pass map area, British Columbia and Alberta (82N W1/2); Geological Survey of Canada, Paper 62-32, 32 p.
1965: Big-Bend map area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 64-32, 37 p.
1968: Lardeau (west-half) map area, British Columbia; in Report of Activities, 1967, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 68-1A, p. 56-58.

Wilcox, R.E., Harding, T.P., and Seely, D.R.
1973: Basic wrench tectonics; American Association of Petroleum Geology Bulletin, v. 57, p. 74-96.

Woodsworth, G.J.
1979: Metamorphism, deformation, and plutonism in the Mount Raleigh pendant, Coast Mountains, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 295, 58 p.
1980: Geology of Whitesail Lake (93E) map-area, B.C.; Geological Survey of Canada, Open File 708.
1988: Karmutsen Formation and the east boundary of Wrangellia, Queen Charlotte Basin, British Columbia; in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 209-212.

Woodsworth, G.J., Crawford, M.L., and Hollister, L.S.
1983: Metamorphism and structure of the Coast Plutonic Complex and adjacent belts, Prince Rupert and Terrace areas, British Columbia; Geological Association of Canada, Annual Meeting 1983, Field Trip Guidebook 14, 62 p.

Wright, F.E. and Wright, C.W.
1908: The Ketchikan and Wrangell mining districts, Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 347, 210 p.

Yorath, C.J.
1980: The Apollo structure in Tofino Basin, Canadian Pacific continental shelf; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 758-775.

Yorath, C.J. and Chase, R.L.
1981: Tectonic history of the Queen Charlotte Islands and adjacent areas - a model; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1717-1739.

Yorath, C.J. and Currie, R.G.
1980: Some aspects of the geology and structural style of the Vancouver Island continental margin; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Program with Abstracts, v. 8, p. 88.

Yorath, C.J. and Hyndman, R.D.
1983: Subsidence and thermal history of Queen Charlotte Basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 135-159.

Yorath, C.J. and Norris, D.K.
1975: The tectonic development of the southern Beaufort Sea and its relationship to the origin of the Arctic Ocean basin; Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 4, p. 589-611.

Yorath, C.J., Clowes, R.M., Green, A.G., Sutherland Brown, A., Brandon, M.T., Massey, N.W.D., Spencer, C., Kanasewich, E.R., and Hyndman, R.D.
1985a: Lithoprobe - Phase 1: Southern Vancouver Island: Preliminary analyses of reflection seismic profiles and surface geological studies; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 543-554.

Yorath, C.J., Green, A.G., Clowes, R.M., Sutherland Brown, A., Brandon, M.T., Kanasewich, E.R., Hyndman, R.D., and Spencer, C.
1985b: Lithoprobe, Southern Vancouver Island: Seismic reflection sees through Wrangellia to the Juan de Fuca Plate; Geology, v. 13, p. 759-762.

Yorath, C.J., Hyndman, R.D., Sutherland Brown, A. and Massey, N.W.D.
in press: Lithoprobe Southern Vancouver Island: A summary; Geological Society of America Bulletin.

Yorath, C.J., Woodsworth, G.J., Riddihough, R.P., Currie, R.G., Hyndman, R.D., Rogers, G.C., and Seemann, D.A.
1985c: B-1 Intermontane Belt (Skeena Mountains) to Insular Belt (Queen Charlotte Islands); Geological Society of America, The Decade of North American Geology, Centennial Continent/Ocean Transect #8, 8 p., 2 sheets.

Young, G.M., Jefferson, C.W., Delaney, G.D., and Yeo, G.M.
1979: Middle and late Proterozoic evolution of the northern Canadian Cordillera and Shield; Geology, v. 7, p. 125-128.

Younger, F.G., Myhr, D.W., and Yorath, C.J.
1976: Geology of the Beaufort-Mackenzie Basin; Geological Survey of Canada, Paper 76-11.

Ziegler, P.A.
1969: The development of sedimentary basins in western and Arctic Canada; Alberta Society of Petroleum Geologists, Calgary, Alberta, 89 p.

Adresse des auteurs

H. Gabrielse
C.J. Dodds
G.J. Woodsworth
J.W.H. Monger
D.J. Tempelman-Kluit
C.A. Evenchik
J.M. Journeay
L.C. Struik
D.C. Murphy
S.P. Gordey
R.I. Thompson
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

C.J. Yorath
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

R.M. Friedman
R.L. Armstrong
Department of Geological Sciences
University of British Columbia
Vancouver, British Columbia
V6T 2B4

A. Sutherland Brown
546 Newport Avenue
Victoria, British Columbia
V8S 5C7

R.B. Campbell
1760 Forest Park Drive
Sidney, British Columbia
V8L 4A6

R.L. Brown
C.J. Rees
Department of Earth Sciences
Carleton University
Ottawa, Ontario
K1S 5B6

L.S. Lane
M.E. McMechan
D.G. Cook
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

J.L. Mansy
Laboratoire de dynamique sédimentaire et structurale
Université des sciences et techniques de Lille Flandres-Artois
59655, Villeneuve d'Ascq
France

P.S. Simony
University of Calgary
Department of Geology and Geophysics
Calgary, Alberta
T2N 1N4

T.A. Harms
Department of Geology
Amherst College
Amherst, Massachusetts
U.S.A. 01002

R.R. Parrish
Commission géologique du Canada
601 rue Booth
Ottawa, Ontario
K1A 0E8

T. Høy
British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources
Geological Survey Branch
756 Fort Street
Victoria, British Columbia
V8V 1X4

ADDENDA

De récentes études exécutées le long de la bordure orientale du Domaine côtier et à l'est de celle-ci ont permis de documenter l'importance des structures à vergence est observées dans l'ouest du Domaine intermontagneux. Ces structures, dont les âges pourraient s'échelonner de l'Oxfordien au Crétacé terminal ou au Tertiaire précoce, se sont traduites par un raccourcissement pouvant atteindre 160 km dans la zone de plissement de Skeena et pourraient être liées à un épisode de déformation qui a affecté, durant le même intervalle de temps, le Domaine côtier, le Domaine d'Omineca et le Domaine de l'avant-pays.

RÉFÉRENCE

Evenchick, C.A.
1991: Geometry, evolution and tectonic framework of the Skeena Fold Belt, north-central British Columbia; Tectonics, v. 10

Une discussion concernant l'importance des structures à vergence est le long de la bordure orientale du Complexe plutonique côtier au cours du Crétacé moyen est présentée dans l'article suivant:

Rusmore, M.E., and Woodsworth, G.J.,
1991: Coast Plutonic Complex: a mid-Cretaceous contractional orogen; Geology, v. 19, p. 941-944

Des études de grand intérêt concernant le style structural et les âges de la déformation dans les îles de la Reine-Charlotte sont présentées dans la publication suivante:

Woodsworth, G.J. (ed.)
1991: Evolution and hydrocarbon potential of the Queen Charlotte Basin, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 90-10, 569 p.

Une étude détaillée du chaînon Horseranch, dans le centre nord de la Colombie-Britannique, contient une analyse de structures de dénudation qui remontent probablement à l'Éocène.

Plint, H.E., and Erdmer, P.
1989: Structure and metamorphism in the Horseranch Range, north-central British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork, 1988, Paper 1989-1, p. 347-351.

Imprimé au Canada

Chapitre 18

SYNTHÈSE TECTONIQUE

Résumé
Introduction
Protérozoïque
- Socle précambrien
- Protérozoïque moyen - Marge de divergence au stade embryonnaire et marge passive
- Protérozoïque tardif - Exemple classique de marge continentale de divergence

Paléozoïque et Trias
- Cambrien à Dévonien moyen
  - Protocontinent nord-américain - Miogéoclinal classique
  - Terranes accrétés - Archipels volcaniques, et roches clastiques et plates-formes carbonatées associées

Dévonien tardif à Trias
  - Terranes accrétés - Bassins océaniques, archipels volcaniques, et roches clastiques et plates-formes carbonatées associées
  - Terranes déplacés et protocontinent nord-américain - Miogéoclinal et diastrophisme dévono-mississippien
  - Corrélations

Jurassique précoce à Paléogène
- Jurassique précoce - Arcs volcaniques insulaires, constitution du superterrane intermontagneux et phase terminale du miogéoclinal
- Jurassique moyen à Crétacé précoce (Hauterivien) - Accrétion et orogenèse
- Pédimentation préhauterivienne à barrémienne
- Crétacé précoce (Barrémien) à Paléocène
- Éocène - Magmatisme, soulèvement, distension et décrochements dextres

Néogène
- Oligocène à Holocène

Conclusions et étude comparative d'autres orogènes
Références

Chapitre 18

SYNTHÈSE TECTONIQUE

H. Gabrielse et C.J. Yorath

RÉSUMÉ

L'architecture géologique de l'orogène de la Cordillère canadienne est le résultat d'une longue évolution due à divers processus tectoniques qui ont agi sur l'ancienne marge continentale et à proximité de celle-ci. Depuis son apparition au Protérozoïque moyen sous la forme d'un rift, la marge continentale a progressé irrégulièrement vers le large par progradation des sédiments, et également par convergence et sous l'influence de mécanismes transformants qui ont entraîné l'accrétion d'assemblages océaniques et d'arcs insulaires d'origine distante et diverse. Pendant une grande partie de cet intervalle de temps (1,44 Ga), le miogéoclinal du protocontinent nord-américain a évolué dans un milieu de marge passive. Au Précambrien, un ou plusieurs épisodes de plissement, accompagnés d'un métamorphisme régional faible, se sont manifestés dans le nord et le sud de la Cordillère, mais leur chronologie et leur étendue sont encore mal connues. Après le rifting survenu au cours de l'intervalle du Protérozoïque tardif au Cambrien précoce, de vastes plates-formes carbonatées se sont développées sur une plate-forme continentale inclinée vers l'ouest, et dont la bordure était irrégulièrement échancrée par des rentrants et bassins où s'accumulaient des sédiments clastiques terrigènes issus du craton, et des crêtes et hauts-fonds de l'intérieur de la plate-forme. Des épisodes locaux de volcanisme et la formation de grabens témoignent du rifting survenu dans la partie externe du miogéoclinal au Paléozoïque précoce. La Cordillère septentrionale est constituée d'un prisme de roches clastiques du Dévonien supérieur et du Mississippien, provenant de sources à l'ouest, au-dessus duquel s'observent des sédiments clastiques du Mississippien et du Pennsylvanien issus du nord, vraisemblablement de l'orogène innuitien. À partir du Jurassique moyen, par suite de la collision et de l'adjonction des grands superterranes exotiques, le Domaine d'Omineca a été le siège d'un métamorphisme, d'un plutonisme et de processus de soulèvement intenses, alors que le miogéoclinal s'est séparé de son socle, s'est épaissit par plissement et téléscopage suivant des failles de chevauchement imbriquées lors de son transport vers l'est au-dessus de la bordure du craton. À la suite du soulèment du bombement métamorphique et du déplacement des nappes de charriage vers l'est, il y a eu apport de débris clastiques à l'avant-fosse qui migrait progressivement vers l'est en avant de l'orogène en formation.

Les assemblages océaniques et d'arcs insulaires présents dans le centre et l'ouest de la Cordillère se composent de divers fragments crustaux formant un collage de terranes accrétés. Deux groupes de terranes, le superterrane intermontagneux et le superterrane insulaire, se composent chacun de plusieurs terranes plus petits qui se sont réunis «au large» et se sont intégrés au continent, ultérieurement, au Mésozoïque. Entre les superterranes intermontagneux et insulaire, le Domaine côtier a évolué sous la forme d'un arc insulaire de longue durée dans la zone axiale d'un orogène symétrique au Crétacé moyen-tardif. Plus tard, au Tertiaire précoce, deux petits terranes se sont ajoutés au superterrane insulaire. Entre les superterranes accrétés et le protocontinent nord-américain, le Domaine d'Omineca renferme plusieurs terranes, dont certains présentent des affinités continentales marquées et d'autres, d'origine lointaine, ont été charriés sur la marge continentale.

Des assemblages sédimentaires de recouvrement se superposent aux terranes et couvrent leurs limites; certains se sont formés en réponse à la réunion et à la compression des terranes, d'autres par suite de l'amincissement crustal, de la subsidence thermique, et de la flexure de la lithosphère. Dans le sud des domaines intermontagneux et côtier, de vastes étendues de roches volcaniques jeunes témoignent des effets du changement dans le régime de la tectonique des plaques au Cénozoïque. Dans la subsurface de la plate-forme et du talus continentaux actuels, des plis et des failles de chevauchement affectent les sédiments du prisme d'accrétion (Tertiaire à Holocène), qui constituent un complexe de subduction en réponse à la subduction de type Benioff (B) de la lithosphère océanique. Le style structural de ce complexe de subduction (de type B) rappelle celui des roches sédimentaires déformées du prisme de roches clastiques des Foothills, dans le Domaine de l'avant-pays, qui résulte d'une subduction de type Ampferer (A) de la lithosphère continentale.

La fabrique prédominante de la Cordillère, d'orientation nord-ouest, se traduit par la présence de nappes de charriage imbriquées et de plis cylindriques disposés en vastes promontoires et rentrants dans le Domaine de l'avant-pays, et par la présence de plutons, de failles de chevauchement, de plis et de décrochements dextres régionaux dans les quatre autres domaines. Dans le nord du Yukon, des failles obliques de direction nord et nord-est sont parallèles à des culminations structurales d'oriention nord-sud et nord-est-sud-ouest et les disloquent également. Dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique et le sud-ouest du Yukon, l'altitude considérable du massif St. Elias est due à la subduction oblique du terrane de Yakutat sous la marge continentale, le long de la faille de Fairweather qui elle-même fait partie de la limite transformante

Gabrielse, H. et Yorath, C. J.
1991: Synthèse tectonique; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 18, rév. par H. Gabrielse et C. J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

actuelle des plaques pacifique et nord-américaine. Des failles coulissantes dextres majeures caractérisent de nombreux systèmes de failles et collectivement représentent des déplacements de plus de 1 500 km vers le nord-ouest. Dans le sud du Domaine d'Omineca, et localement dans le Domaine intermontagneux, des structures de distension crustale sont probablement attribuables au jeu de ces failles.

Il est possible de comparer la Cordillère canadienne aux milieux tectoniques des régions océaniques actuelles et à d'autres ceintures orogéniques. L'archipel du Japon est un intéressant modèle du milieu tectonique de la Quesnellie et de la Stikinie, tandis que la Wrangellie, apparue sous forme d'un arc de divergence, présente une étonnante ressemblance avec le bassin de Lau, à l'arrière de la fosse des Tonga. Pendant longtemps, le modèle andin de subduction de la croûte océanique au-dessous d'une marge continentale semblait convenir pour expliquer l'origine du Domaine côtier; or, ce domaine est beaucoup plus complexe, sans doute à cause de l'effet additionnel des collisions entre terranes. Contrairement aux Alpes et à l'Himalaya, édifiés par des collisions cratoniques, la Cordillère se caractérise par des roches plutoniques beaucoup plus abondantes et par une croûte océanique obduite couvrant de plus grandes étendues.

INTRODUCTION

L'évolution tectonique de la Cordillère canadienne englobe divers processus, notamment (1) la formation d'une succession miogéoclinale sur la marge ouest passive de divergence du protocontinent nord-américain dès le Protérozoïque moyen, (2) l'événement orogénique responsable du rifting, du volcanisme et du plutonisme dans la partie externe du miogéoclinal au Dévonien tardif et au Mississippien, (3) la réunion et l'accrétion de terranes volcaniques, océaniques et d'arcs insulaires, accompagnés de la déformation, du métamorphisme, du volcanisme et du plutonisme au Mésozoïque et au Cénozoïque et (4) le jeu important de failles coulissantes dextres au Crétacé et au Cénozoïque.

L'évolution tectonique de la Cordillère canadienne rappelle à beaucoup d'égards celle de l'Alaska et de la partie adjacente de l'ouest des États-Unis. D'autres détails significatifs à l'échelle globale sont la rupture continentale et la glaciation survenues au Protérozoïque tardif, la rupture de la Pangée au Trias, et l'interaction de plaques lithosphériques au Mésozoïque et au Cénozoïque. Dans les pages qui suivent, sont présentées une synthèse de l'évolution spatio-temporelle de la Cordillère relativement aux processus tectoniques actuels et une étude comparative de la Cordillère et d'autres orogènes.

PROTÉROZOÏQUE

Socle précambrien

Les roches gneissiques du socle précambrien apparaissent rarement et sporadiquement sur toute la longueur du Domaine d'Omineca, et localement, dans le sud du Domaine de l'avant-pays où elles se subdivisent selon trois groupes d'âges: 1,85 - 2,1 Ga, 1,1 - 1,2 Ga et 0,7 - 0,8 Ga (fig. 18-1). Bien que le groupe le plus ancien se situe dans un intervalle d'âges comparable à celui de l'orogène de Wopmay et des zones tectoniques de Talston et de Thelon du Bouclier

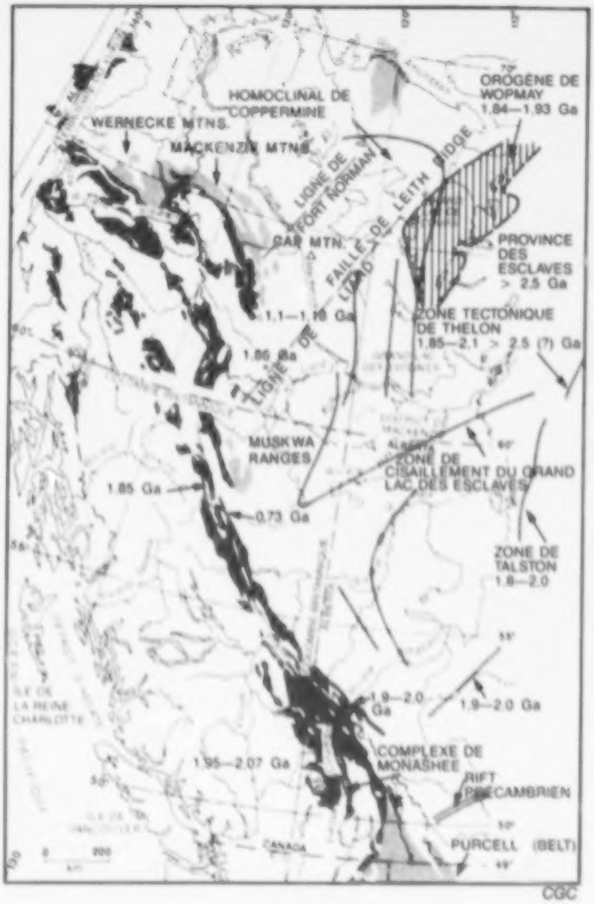


Figure 18-1. Carte généralisée de la distribution des roches du Protérozoïque moyen (rose) et supérieur (gris) dans la Cordillère canadienne, avec âges U/Pb déterminés sur des zircons provenant des gneiss du socle. Les âges des divers régimes du Bouclier canadien sont indiqués à des fins de comparaison. Les traits épais montrent les directions des anomalies aéromagnétiques et des anomalies gravimétriques de Bouguer ainsi que les directions extrapolées des structures géologiques.

canadien, rien ne prouve catégoriquement qu'il appartienne au protocontinent nord-américain. Le groupe intermédiaire est peut-être associé à l'événement de distension qui a produit les Laves de Coppermine. Le groupe le plus jeune s'associe manifestement au rifting survenu le long ou près de la marge ouest du protocontinent nord-américain.

Protérozoïque moyen - Marge de divergence au stade embryonnaire et marge passive

Dans la Cordillère canadienne, les séquences stratigraphiques attribuées au Protérozoïque moyen comprennent au moins deux assemblages épais d'origine miogéoclinale (fig. 18-1). Le plus ancien comprend le Supergroupe de

Purcell (Belt) dans le sud-est de la Cordillère, où il repose sur un socle cristallin antérieur à 1,7 Ga, le Supergroupe de Wernecke dans les monts Ogilvie et Wernecke, peut-être la succession de Muskwa Ranges dans les Rocheuses du Nord, et une séquence affleurant au mont Cap dans le sud des monts Franklin. L'assemblage le plus récent, appelé «Supergroupe de Mackenzie Mountains», n'apparaît qu'au nord de 60°N et peut inclure le Groupe de Pinguicula dans les monts Wernecke et Ogilvie. Les datations radiométriques, les données paléomagnétiques, les relations structurales et stratigraphiques avec le socle cristallin et les corrélations régionales suggèrent que la succession la plus ancienne de strates du Protérozoïque moyen couvre l'intervalle de 1,7 à 1,2 Ga. Le «Supergroupe de Mackenzie Mountains», et peut-être aussi le Groupe de Pinguicula, d'après la corrélation avec le Groupe de Rae de l'homoclinal de Coppermine, a moins de 1,2 Ga, mais plus de 770 Ma, âge qui correspond à celui des dykes de diabase traversant la séquence dans les monts Mackenzie.

La nature des unités stratigraphiques et leur puissance supérieure à 10 km suggèrent que les roches du Protérozoïque moyen se sont accumulées sur une marge passive. Dans le sud de la Cordillère canadienne et peut-être aussi dans le nord des Rocheuses, les directions générales des faciès et des isopaques sont approximativement perpendiculaires au grain structural du socle à l'échelle régionale, tel que défini par l'orientation des anomalies magnétiques et gravimétriques, donc la sédimentation s'est sans doute faite le long d'une marge continentale de divergence. Bien que les affleurements des roches de Wernecke, de Muskwa et de Purcell soient confinés dans les limites de l'orogène de la Cordillère, la configuration et l'orientation de la marge du craton pendant la sédimentation de ces roches sont inconnues. Selon Aitken et McMechan (voir le chapitre 5), la plus ancienne séquence de roches du Protérozoïque moyen, comprenant la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes dans l'homoclinal de Coppermine et la succession de Mount Cap dans les monts Franklin, a pu se déposer dans un aulacogène actuellement d'orientation sud-ouest (fig. 18-1). Plus au sud, se trouvent la zone de cisaillement du Grand lac des Esclaves, d'orientation sud-ouest, dont le jeu initial remonte à plus de 1,7 Ma, et une zone de rift précambrien d'âge incertain mais de même orientation dans le sud de l'Alberta (Kanasewich et al., 1968). La faille de Willow Creek, d'orientation est-ouest, limite la marge sud du bassin de Belt, au Montana (McMannis, 1963; fig. 18-2), et une ligne de rivage d'orientation est-ouest marque la limite nord de la cuvette d'Uinta, dans l'Utah (Crittenden et Wallace, 1973). Dans le nord-ouest de l'Arizona, une autre cuvette à peu près du même âge, mais d'orientation nord-ouest pourrait exister; elle correspondrait au site du dépôt des groupes d'Unkar et de Chuar du Supergroupe de Grand Canyon. Il semblerait donc qu'au cours de la sédimentation des plus anciennes roches du Protérozoïque moyen (1,2 - 1,7 Ga), la marge ouest du craton nord-américain

Figure 18-2. Distribution des failles précambriennes qui ont pu influencer l'accumulation des roches du Protérozoïque moyen dans la Cordillère nord-américaine. D'après Stewart (1972), Kanasewich et al. (1968) et Parrish (chapitre 4 du présent volume).

comprenait plusieurs aulacogènes d'orientation sud-ouest, ouest et nord-ouest qui s'ouvraient vers le sud-ouest, l'ouest et le nord-ouest sur un bassin océanique.

Même si, en toute probabilité, la marge ouest de l'Amérique du Nord a été générée au Protérozoïque moyen par le rifting, la position des roches cratoniques disparues demeure inconnue; d'après Sears et Price (1978, fig. 18-3), elles pourraient se trouver en Sibérie. Quoi qu'il en soit, la marge passive de Purcell (Belt) a été modifiée ou masquée subséquemment au Protérozoïque moyen par un épisode de plissement et de métamorphisme régional faible survenu dans les monts Wernecke, et au Protérozoïque tardif par un épisode de rifting survenu sur toute la longueur de la Cordillère nord-américaine, ce dont témoignent le Supergroupe de Windermere et ses équivalents.

La séquence supérieure de roches du Protérozoïque moyen, le «Supergroupe de Mackenzie Mountains», s'est vraisemblablement accumulée sur une plate-forme épicratonique soumise à une profonde subsidence (fig. 18-1). Sur la bordure sud-ouest, les isopaques du Supergroupe de Mackenzie Mountains suivent la direction générale des isopaques constituées par les strates plus récentes du Supergroupe de Windermere, ce qui suggère un milieu de marge continentale. L'âge du Groupe de Pinguicula est important dans cette analyse. Si ce groupe était corrélatif du «Supergroupe de Mackenzie Mountains»

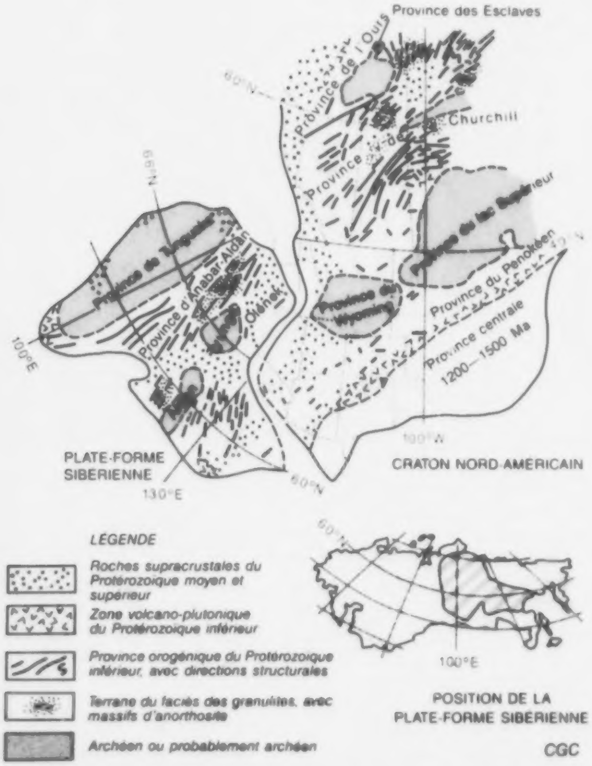


Figure 18-3. Reconstitution hypothétique de la plate-forme sibérienne et du craton nord-américain avant le rifting survenu au Protérozoïque moyen. D'après Sears et Price (1978).

plutôt que de la base du Supergroupe de Windermere (Protérozoïque supérieur) (voir ci-dessous), son unité volcanique basale serait l'équivalent des laves du Groupe de Coppermine River, et les trois successions pourraient avoir une origine commune, en rapport avec la formation d'un rift ou aulacogène à environ 1,2 Ga. Au sud de 60°N, seules les roches de la succession de Muskwa Ranges, dans les Rocheuses du Nord, pourraient être corrélatives du «Supergroupe de Mackenzie Mountains». Cependant, si comme le pensent les auteurs du présent chapitre, ces roches appartiennent à l'Assemblage de Purcell (Belt), plus ancien, une bonne partie de la Cordillère, en Colombie-Britannique et aux États-Unis, ne contient alors aucun ou presque aucun témoignage de l'intervalle compris entre 1,2 - 1,3 et 0,8 Ga. Dans les zones d'affleurement de l'Assemblage de Purcell (Belt) classique et dans les chaînons Muskwa, ces épaisses séquences ont dû se comporter comme des pseudocratons stables sur lesquels les roches du Paléozoïque inférieur sont souvent très condensées et montrent plusieurs lacunes stratigraphiques. Ceci expliquerait l'absence des roches du «Supergroupe de Mackenzie Mountains» au sud, dans la mesure où l'érosion les aurait facilement enlevées le long de la bordure soulevée de la marge de divergence de Windermere.

Des indices sporadiques d'épisodes de déformation, de métamorphisme et d'intrusions granitiques dans les roches de l'Assemblage de Purcell semblent indiquer qu'un ou deux épisodes de diastrophisme ont eu lieu entre la fin du dépôt des roches de Purcell et le début du rifting de Windermere (McMechan et Price, 1982). L'importance et l'étendue régionale de ces événements sont pratiquement inconnues. Aucun sédiment du cycle orogénique, associé aux soulèvements antérieurs au dépôt du Supergroupe de Windermere, n'a été reconnu.

Protérozoïque tardif - Exemple classique de marge continentale de divergence

Des strates épaisses, principalement clastiques, du Supergroupe de Windermere affleurent presque continuellement sur toute la longueur de la Cordillère nord-américaine; elles sont étroitement associées spatialement aux roches miogéoclinales du Paléozoïque inférieur (Gabrielse, 1972; Stewart, 1972; fig. 18-4). Les strates du Supergroupe de Windermere reposent sur un socle cristallin dont l'âge s'échelonne d'environ 0,73 Ga à plus de 2,0 Ga, sur des roches déformées et faiblement métamorphisées de la succession plus ancienne du Protérozoïque moyen (1,2 à 1,7 Ga) et au nord de 60°N, sur des unités faiblement métamorphisées de la séquence plus jeune du Protérozoïque moyen (0,8 à 1,2 Ga).

La grande diversité des types de sédiments, les brusques changements de faciès, la présence de dykes et de coulées mafiques sur de grandes étendues, la présence locale d'évaporites et le soudain amincissement en biseau des roches vers le craton indiquent que les roches du Supergroupe de Windermere se sont formées dans un rift. Le relief local a dû être considérable, à en juger par l'abondance de grès feldspathique et de conglomérat à cailloux dérivés du socle cristallin. La partie supérieure de la succession présente des caractéristiques qui témoignent d'une accumulation sur une marge passive. Une formation de fer cherteuse présente dans les monts Mackenzie et la diamictite présente en de nombreux endroits de la

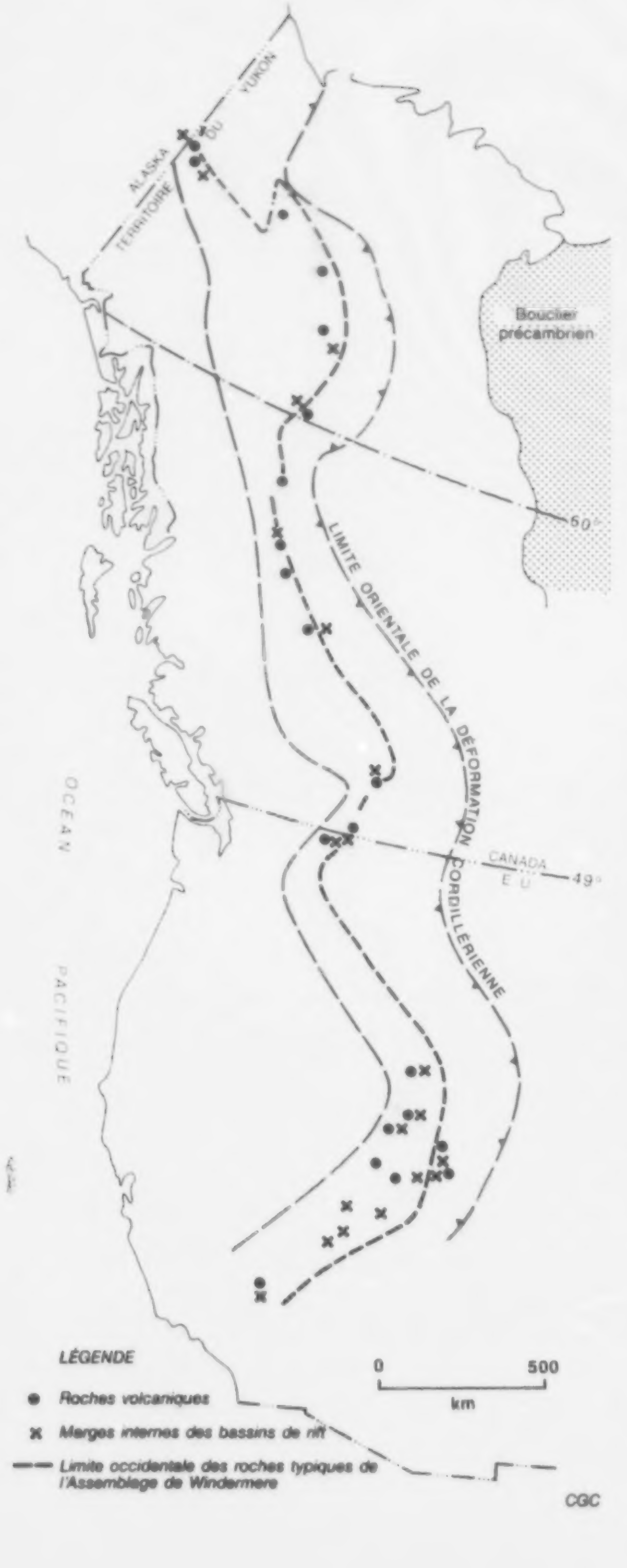


Figure 18-4. Zone principale de l'Assemblage de Windermere montrant la marge orientale du rifting de Windermere ainsi que les localités de volcanites mafiques et de diamictite. D'après Stewart (1972) et Gabrielse et Campbell (chapitre 6 du présent volume).

Cordillère sont des lithologies distinctives. La présence d'une formation ferrifère dans les monts Mackenzie suggère une origine volcano-exhalative dans des bassins limités par des failles. Certaines diamictites ont incontestablement une origine glaciaire, mais pas toutes. À deux localités, des plutons granitiques alcalins sont spatialement associés aux roches de la partie inférieure du Supergroupe de Windermere.

La datation radiométrique par la méthode U/Pb sur des zircons provenant des métasédiments du Supergroupe de Windermere situés dans le terrane de Yukon-Tanana en Alaska (Aleinikoff et al., 1984), et provenant des monts Pelly et des chaînes Cassiar, Omineca et Cariboo (P. Erdmer et H. Baadsgaard, communication personnelle, 1986; Gabrielse et al., 1982; L.C. Struik, communication personnelle, 1986) indique des valeurs d'âge groupées autour de 2,2 Ga, et certaines légèrement plus anciennes. Il est difficile de concilier ces âges et ceux du socle cristallin de la Cordillère du Canada ou du craton nord-américain contigu. Ainsi, le craton pourrait ne pas être la seule source des sédiments clastiques du Supergroupe de Windermere, ou encore la partie occidentale du craton pourrait comprendre des terranes recouverts encore non identifiés.

La distribution actuelle des faciès permet de déterminer avec précision la limite est du rifting de Windermere, qui se laisse facilement suivre jusque dans le sud-ouest des États-Unis (fig. 18-3). Bon nombre de caractéristiques de la sédimentation restent remarquablement persistantes sur toute la longueur de la Cordillère. Des diamictites vraisemblablement d'origine glaciaire sont présentes du centre du Yukon jusque dans le sud-est de la Californie (Crittenden et al., 1983; Stewart, 1972), ce qui montre que les milieux de sédimentation étaient uniformes sur de vastes étendues. À en juger principalement par les données provenant de la Cordillère du Canada, le rifting et la glaciation ont commencé il y a moins de 0,8 Ga. La limite est du rifting en Alaska se trouve près de la frontière Alaska-Yukon, au nord du fleuve Yukon. Dans les monts British, la configuration, la position et le contexte sédimentaire initiaux du bassin de Neruokpuk, dans le terrane de l'Alaska arctique, sont inconnus.

Un intervalle d'environ 700 à 900 Ma sépare les événements de rifting du Protérozoïque moyen et tardif; cet intervalle a été suffisamment long pour qu'apparaissent au moins 5 bassins océaniques de la taille du Pacifique actuel, même si les vitesses d'expansion des fonds océaniques étaient modérées. Par conséquent, les deux événements ne sont certainement pas associés; et de plus, une ou plusieurs configurations continentales tout à fait différentes de la Pangée ont pu apparaître au cours de cet intervalle. S'il y a eu un cycle de Wilson complet entre les deux événements de rifting, il est étrange que l'on ne trouve aucun indice relatif à l'existence d'un orogène de grande étendue résultant d'une collision au Protérozoïque. Cependant, la déformation et le métamorphisme du Supergroupe de Wernecke constituent au moins à l'échelle

locale la preuve de l'existence d'un événement orogénique au Protérozoïque.

Le lien entre le rifting de Windermere et le rifting survenu 175 Ma plus tard, au Cambrien précoce (Bond et al., 1985), est énigmatique. Manifestement, les indices les plus convaincants du rifting de Windermere peuvent être observés dans les strates inférieures du Supergroupe de Windermere. Un cycle presque complet de rifting et dérive a peut-être eu lieu au Protérozoïque tardif, suivi d'un nouveau cycle au début du Paléozoïque.

La suite lithologique caractéristique du Supergroupe de Windermere se compose principalement de diamictite, de roches clastiques dérivées du socle et de volcanites tholéiitiques; plusieurs orogènes contiennent des équivalents de cette suite, approximativement du même âge (fig. 18-5): la Formation de Mount Rogers, dans le centre sud des Appalaches (Schwab, 1981); le Groupe de Conception, dans le sud-est de Terre-Neuve (Anderson et King, 1981); le Groupe de Tillite, dans le centre est du Groenland (absence de volcanites; Henriksen et Higgins, 1976); le Dalradien moyen en Irlande et en Grande-Bretagne, où les volcanites mafiques apparaissent dans une succession de grès, de shale et de calcaire au-dessus d'une tillite de grande étendue (Harris et al., 1978); le Groupe de Hedmark et les roches apparentées, en Scandinavie (sparagmites; Bjorlykke, 1978); et le Groupe de Comfortlessbreen et les strates corrélatives, au Svalbard. Des tillites du Protérozoïque supérieur peuvent être observées dans de nombreuses régions de l'Afrique, sauf au nord-est. Des tillites et diamictites qui se situent probablement au Protérozoïque supérieur occupent de vastes étendues au Brésil, mais leur âge est mal connu. Dans la Chine du Sud, des grès feldspathiques et des shales du Protérozoïque supérieur (Sinien), de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, séparent la tillite inférieure de Changan de la tillite supérieure de Nantuo, et toutes deux sont manifestement d'origine glaciaire (fig. 18-6). Une troisième glaciation subcambrienne a pu se produire ailleurs en Chine (Yongji, 1981; Shih-Fan, 1981). La tillite de Changan remonte à 800 - 760 Ma, et celle de Nantuo, à 740 - 700 Ma. Dans le bassin d'Adelaide, en Australie du Sud, les tillites du Protérozoïque supérieur témoignent de deux grands épisodes glaciaires. Les tillites inférieures (Sturtian) sont recouvertes par une séquence de shale, de siltstone et de carbonates qui passe vers le sommet à du grès arkosique, et à une tillite supérieure (Marinoan). Cette dernière est recouverte par une dolomie, un shale et un siltstone qui passent vers le sommet à un quartzite et à une dolomie subcambriens renfermant une faune édiacarienne. D'après Von der Borch (1980), les roches glaciogéniques et les roches sous-jacentes (dolomie évaporitique, shale, quartzarénite et volcanites alcalines) se sont accumulées dans des grabens et des demi-grabens. Il reste à résoudre le paradoxe apparent suggéré par les données paléomagnétiques, à savoir que des glaciations régionales ont eu lieu à de basses paléolatitudes.

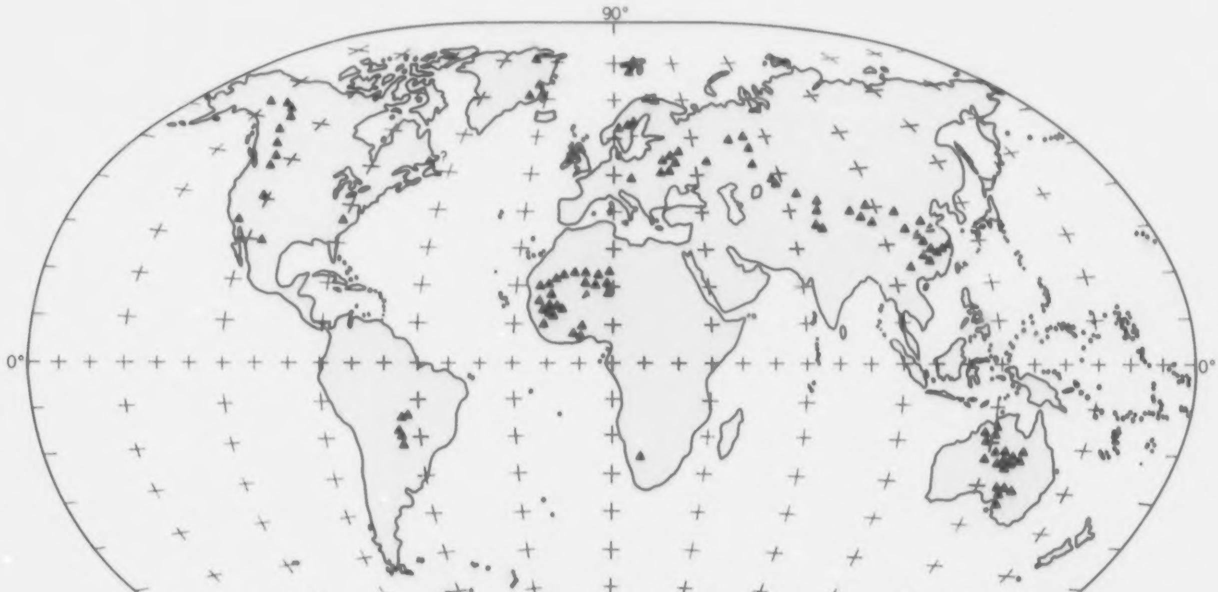


Figure 18-5. Localités où s'observent des assemblages dont l'âge et la lithologie sont comparables à ceux du Supergroupe de Windermere. Modifié de Hambrey et Harland (1981).

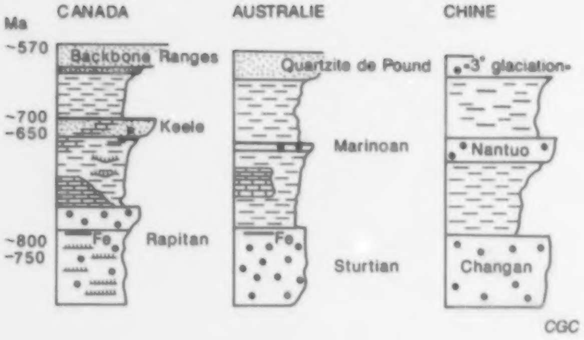


Figure 18-6. Corrélation proposée des roches du Protérozoïque supérieur et reconstitution hypothétique des bassins d'Adelaide et de Windermere et du bassin sinien avant la dérive survenue au Protérozoïque tardif. D'après Eisbacher (1985). Les secteurs en rose renferment des roches cratoniques antérieures au dépôt du Supergroupe de Windermere; les cercles pleins indiquent la présence de tillite; les flèches indiquent les directions relatives du transport des sédiments.

La présence à grande échelle de roches distinctives du Protérozoïque supérieur suggère des similarités quant aux milieux de sédimentation. Il n'a été ni démontré ni suggéré que toutes les successions sont associées au rifting, mais bon nombre d'entre elles montrent des affinités avec un milieu de rift, en particulier celles de la Cordillère nord-américaine, des Calédonides et de l'Australie. En outre, le rifting a peut-être été lié à la rupture d'un supercontinent au Protérozoïque tardif, semblable à la rupture de la Pangée au Trias. Selon Eisbacher (1985), le bassin d'Adelaide, le bassin sinien et le bassin de Windermere étaient autrefois juxtaposés et séparés par un rift en voie de maturation avant la formation d'un paléobassin du Pacifique (fig. 18-6). On pourrait formuler une telle hypothèse dans le cas des bassins de rift du Protérozoïque supérieur, situés dans les Calédonides de l'est de l'Amérique du Nord, du Groenland et de l'Europe.

Dans de nombreuses localités, existent les indices de deux glaciations datant du Protérozoïque tardif. La datation plus précise de ces épisodes, jointe à l'étude des effets prévus des fluctuations eustatiques du niveau marin qui ont accompagné les déglaciations et les glaciations, permettront peut-être la corrélation à l'échelle planétaire des événements du Protérozoïque tardif (Eisbacher, 1985).

PALÉOZOÏQUE ET TRIAS

Cambrien à Dévonien moyen

La stratigraphie du miogéoclinal du protocontinent nord-américain et du terrane d'Alexander illustre de la façon la plus complète l'évolution de la Cordillère canadienne au Paléozoïque précoce (fig. 18-7). La colonne stratigraphique est fragmentaire dans la Wrangellie et la Stikinie. Une succession relativement complète apparaît dans certaines parties du terrane de Kootenay, mais l'absence de repères chronostratigraphiques empêche les corrélations et les analyses fiables.

Protocontinent nord-américain - Miogéoclinal classique

Le miogéoclinal, y compris le terrane déplacé de Cassiar et peut-être certaines parties du terrane de Kootenay, comporte une plate-forme continentale subsidente qui passe brusquement à une région océanique plus profonde à l'ouest. La plate-forme continentale contient des carbonates et des strates clastiques pures, tandis que les régions au large de la plate-forme se caractérisent par de minces successions de roches argileuses et cherteuses à grain fin, par des olistostromes près de la marge de la plate-forme continentale, par des volcanites locales et par d'étroites zones récifales carbonatées. Dans le nord du Yukon, le miogéoclinal du Paléozoïque précoce a été le site du dépôt de carbonates de plate-forme. Au sein des plates-formes se sont également accumulés, à l'intérieur de cuvettes et de bassins, des sédiments clastiques dont les éléments provenaient sans doute de sources cratoniques à l'est et au nord-est, et peut-être de terranes proches du bassin Canada actuel.

Les roches du Paléozoïque inférieur du miogéoclinal sont généralement attribuées à une marge passive superposée à la marge de divergence du protocontinent nord-américain. Bond et al. (1985) ont établi des courbes de subsidence tectonique applicables aux roches qui s'échelonnent en âge du Cambrien à l'Ordovicien précoce et ont conclu que le passage de la phase de rifting à la période de refroidissement et de subsidence postérieurs au rifting remonte au Protérozoïque terminal ou au Cambrien précoce (fig. 18-8). Manifestement, le concept d'un épisode unique de rifting et de dérive est au mieux une simplification de l'évolution indiquée par la stratigraphie. Le caractère des sédiments du Cambrien inférieur implique presque partout l'existence de milieux de sédimentation quasi contemporains, sédimentation qui a commencé par le dépôt d'épaisses unités de grès relativement pur près de la limite est de sédimentation. Ces unités de grès mettent en évidence une flexure prononcée de la marge du craton et passent à l'ouest à des roches clastiques plus fines qui se sont probablement déposées sur un talus continental. Des volcanites mafiques apparaissent localement dans les strates du Cambrien inférieur au Yukon, et dans les membres sommitaux du Protérozoïque appartenat au Groupe de Hamill dans le sud-est de la Cordillère.

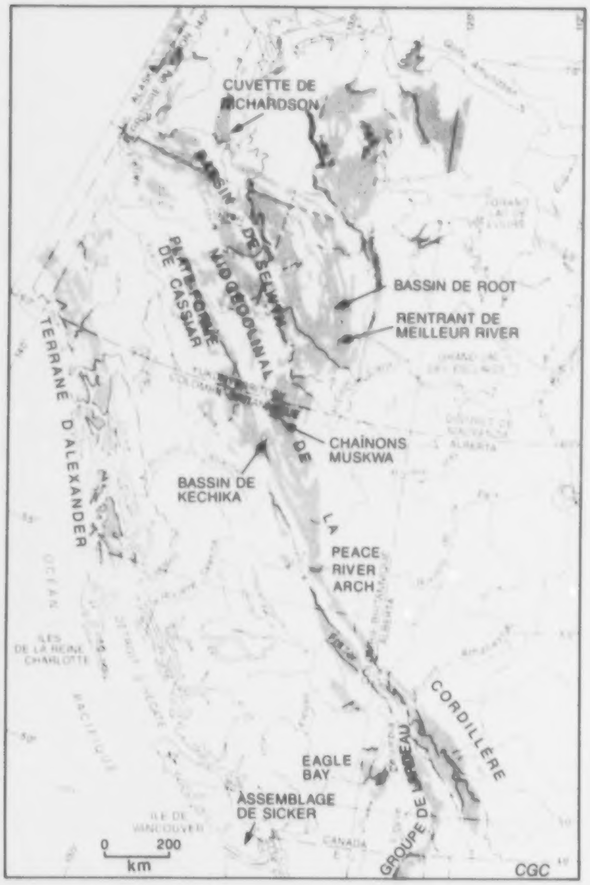


Figure 18-7. Distribution des assemblages du Paléozoïque inférieur et de certains éléments tectoniques.

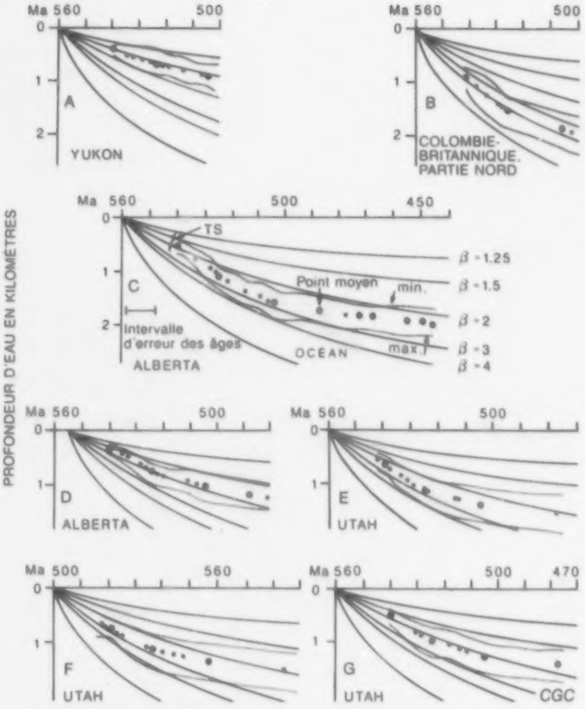


Figure 18-8. Courbes de subsidence tectonique (TS) des roches cambro-ordoviciennes du miogéoclinal nord-américain. Les courbes noires sont des courbes de subsidence thermique postérieure au rifting, tirées du modèle d'étirement proposé par McKenzie (1978) pour divers facteurs d'étirement (β). Les courbes rouges sont des courbes de subsidence tectonique en fonction de facteurs de délithification maximale (max) et de délithification minimale (min). Les points sont des points moyens entre les deux courbes; les grands points sont des limites stratigraphiques datées; les petits points sont des limites non datées, placées en admettant que le taux de sédimentation soit constant entre les points datés. La barre représentant l'intervalle d'erreur des âges figure l'incertitude des corrélations fauniques. D'après Bond et al. (1984).

Malgré le développement d'une marge passive typique au Paléozoïque précoce, plusieurs détails témoignent de l'apparition épisodique de rifts, presque toujours à l'échelle locale. Dans le nord du Yukon, la cuvette de Richardson est peut-être un aulacogène formé au cours du Cambrien moyen et de plus, a peut-être été reliée à la cuvette de Hazen qui se situe dans l'archipel arctique; les chaînons Muskwa, dans les Rocheuses du Nord (et les monts Ogilvie et Wernecke orientaux) témoignent également d'un rifting survenu au Cambrien moyen. Dans ces deux régions, des coulées de débris de type olistostrome sont confinées dans des grabens ou des demi-grabens bordés de part et d'autre par des roches sédimentaires présentant des faciès nettement différents. Dans les chaînons Muskwa, les roches observées à l'ouest des faciès de graben sont des séries très condensées de shale et de calcaire argileux de bassin (fig. 18-9). Plus à l'ouest, il existe des carbonates d'eau peu profonde qui pourraient remonter au Cambrien moyen et qui passent à l'ouest, dans le bassin de Kechika, à une zone de carbonates récifaux spectaculaires, alignés dans une direction nord-ouest, et datés du Cambrien moyen. De même, dans le bassin de Kechika, des masses récifales de carbonates du Dévonien moyen, alignées dans une direction nord-ouest, sont bordées de part et d'autre par des sédiments d'eau plus profonde. Les divers faciès et leur distribution suggèrent une accumulation à l'intérieur et en bordure de bassins de rift. Entre l'Ordovicien précoce et le Dévonien moyen, plus de 4 000 m de strates principalement carbonatées se sont déposées dans le rentrant de Meilleur River, d'orientation nord, qui se situe dans les bassins de Selwyn et de Root (dépression de Liard). La distension, peut-être associée à l'amincissement étendu de la croûte entre le miogéoclinal de la Cordillère et le miogéoclinal franklinien, a peut-être localement généré des bassins de rift.

Des volcanites de l'Ordovicien moyen, peut-être associées au rifting, ont été observées en de nombreux endroits dans les strates miogéoclinales situées au nord de l'arche de Peace River. Le volcanisme du Cambrien tardif-Ordovicien précoce est peu étendu mais localement important sur la plate-forme de Cassiar et dans le bassin de

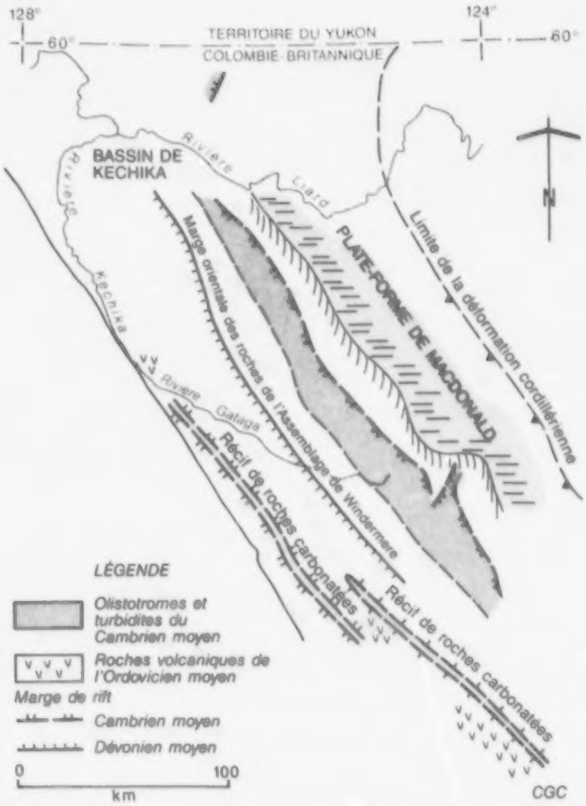


Figure 18-9. Rifts dans les roches miogéoclinales des Rocheuses du Nord, indiqués par la distribution des roches volcaniques et des faciès sédimentaires.

Selwyn. Les volcanites apparaissent dans les strates ordoviciennes, siluriennes et dévoniennes du rentrant de Misty Creek dans le bassin de Selwyn. Le volcanisme alcalin d'âge silurien s'est manifesté près du sillon des Rocheuses du Sud à 54°N. Plusieurs gisements stratiformes de Pb-Zn-barytine, de l'Ordovicien et du Silurien, existent dans les régions associées au rifting.

En résumé, la succession du miogéoclinal du Paléozoïque précoce (marge passive) comporte plusieurs éléments suggérant un rifting intermittent (fig. 18-10). Une grande partie de l'activité tectonique s'est concentrée près de la zone de transition entre la plate-forme et la région au large de celle-ci, où le socle s'est sans doute considérablement aminci durant le rifting survenu au Protérozoïque tardif.

De nombreux éléments de la marge passive du Paléozoïque précoce se retrouvent dans des roches contemporaines de la Cordillère aux États-Unis. Les successions stratigraphiques du Great Basin, dans l'Utah, dans le Nevada et dans le sud-est de la Californie, présentent les mêmes séquences, aux caractéristiques texturales, fauniques et d'altération superficielle remarquablement comparables à celles de la Cordillère canadienne. Ces ressemblances témoignent de la continuité, sur presque 4 000 km, de milieux de sédimentation comparables. Contrairement à l'orogène des Calédonides et des Appalaches et au bassin d'Adelaide situé en Australie, à peu près simultanément apparus en réponse au rifting, la déformation survenue au Paléozoïque précoce n'a pas touché la marge passive de la Cordillère.

La marge passive de l'Atlantique de l'Amérique du Nord telle qu'elle existait au Mésozoïque et au Cénozoïque est un modèle utile, pour une étude comparative avec l'exemple de la Cordillère (fig. 18-11). Elle s'est progressivement formée pendant une période de 190 Ma, qui représente approximativement l'intervalle du Cambrien précoce au Dévonien moyen. L'étude comparative des faciès de marge semblables suggère que la brusque transition des strates carbonatées épaisses de plate-forme continentale aux faciès condensés des régions au large de la plate-forme à l'ouest, qui affleurent visiblement sur la marge est du bassin de Selwyn, a dû approximativement coïncider avec un changement dans la nature de la croûte sous-jacente. Cependant, le découplement des roches supracrustales de leur substratum originel pendant la déformation du Mésozoïque nous empêche de déterminer où s'est produit ce changement dans la croûte. La présence de roches granitiques de type S, datant du Crétacé moyen, atteste l'existence d'une croûte continentale sous le bassin de Selwyn. Deux modèles différents pourraient s'appliquer. Le premier suppose la subduction de type Benioff de la lithosphère océanique au Crétacé moyen, le long d'une surface inclinée vers l'est, avec génération d'un magma granitique dans la croûte sialique amincie qui constituait le substratum du bassin de Selwyn, ou encore d'un magma granitique fortement contaminé par cette croûte sialique amincie. Le deuxième modèle suppose la subduction de type Ampferer d'un socle cratonique, au Crétacé moyen, le long d'une surface inclinée vers l'ouest, avec pour conséquence l'introduction de matériaux sialiques sous le bassin de Selwyn qui, jusqu'au Mésozoïque, reposait sur une croûte transitionnelle. Quoi qu'il en soit, les reconstitutions palinspatiques des roches supracrustales appartenant aux bassins de Selwyn et de Kechika démontrent l'existence d'une vaste plate-forme continentale subsidente, qui reposait vraisemblablement sur une croûte continentale amincie.

Terranes accrétés - Archipels volcaniques, et roches clastiques et plates-formes carbonatées associées

Les plus anciennes roches identifiées dans le terrane d'Alexander qui se situe dans le massif St. Elias, sont des strates du Cambrien et peut-être du Protérozoïque supérieur, regroupées avec une séquence volcanoclastique du Cambrien supérieur et de l'Ordovicien inférieur. Une succession sus-jacente se compose de calcaires, de roches clastiques, et de quantités mineures de volcanites et de volcanoclastites, s'échelonnant de l'Ordovicien inférieur au Dévonien. Dans le sud-est de l'Alaska, des complexes volcaniques, plutoniques et métamorphiques du Cambrien et peut-être d'époques plus anciennes constituent vraisemblablement le socle du terrane d'Alexander. La déformation et le métamorphisme antérieurs à la fin de l'Ordovicien précoce, qui ont modifié des roches remontant peut-être aussi loin que le Protérozoïque tardif dans le sud-est de l'Alaska, ne se sont apparemment pas manifestés dans le massif St. Elias. Dans le sud-est de l'Alaska, les

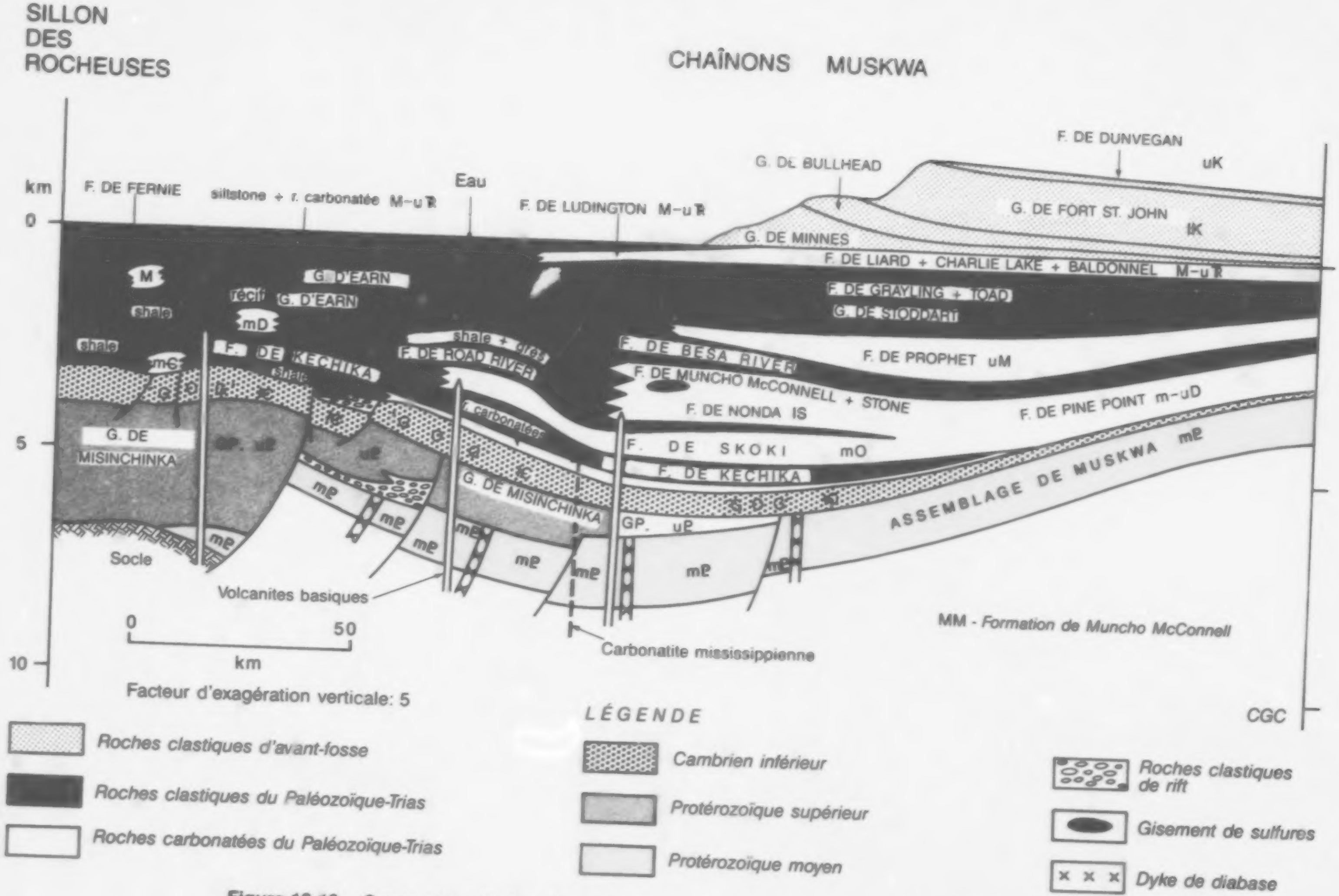


Figure 18-10. Coupe reconstituée de la succession miogéoclinale des chaînons Muskwa. Le niveau de référence est la base de la Formation de Fernie du Jurassique. Les données se rapportant à la région des chaînons Muskwa ont été fournies par R.I. Thompson.

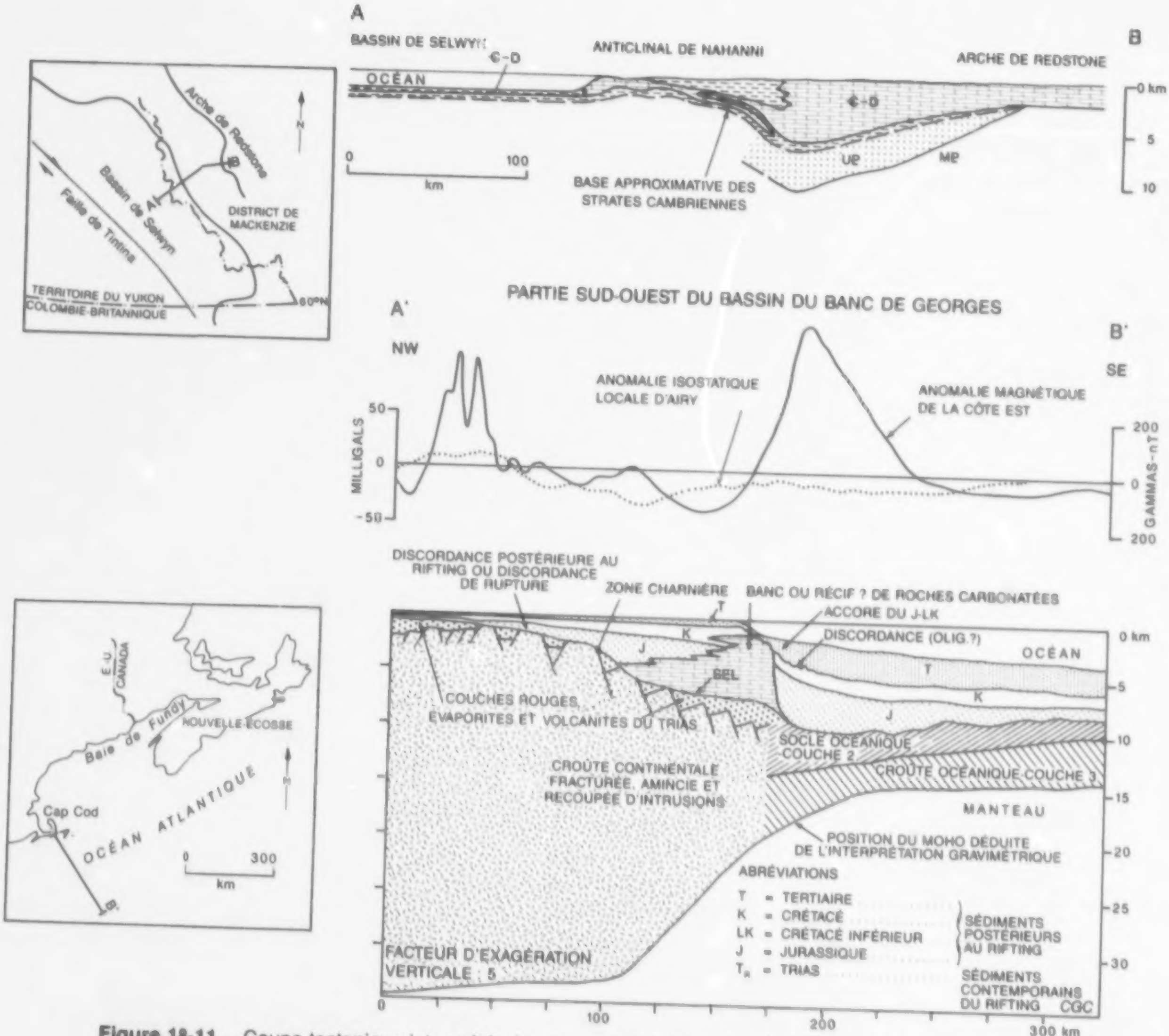


Figure 18-11. Coupe tectonique interprétée à travers la marge passive de l'Atlantique de l'Amérique du Nord (Grow, 1981), comparée à une coupe stratigraphique reconstituée des roches du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque inférieur et moyen, de la plate-forme du Mackenzie jusque dans le bassin de Selwyn (S.P. Gordey, communication personnelle, 1987).

roches de l'Ordovicien au Silurien inférieur se composent de calcaires, de sédiments clastiques terrigènes, de diverses volcanites basaltiques, andésitiques et rhyolitiques et de plutons du même âge. Elles sont sous-jacentes à des turbidites quartzo-feldspathiques et volcanoclastiques du Silurien, qui passent progressivement à d'épaisses unités de calcaire, massif ou en couches épaisses. Dans le sud du terrane d'Alexander, un conglomérat polygénique, interstratifié avec des calcaires et des turbidites, a été généré par le soulèvement associé à l'orogenèse de Klakas (Gehrels et al., 1983). Cet événement, qui s'est prolongé jusqu'au Dévonien précoce et a généré un épais prisme de roches clastiques rouges, ne s'est pas manifesté dans le nord du terrane d'Alexander, dans le massif St. Elias, où les conditions tectoniques ont de toute évidence été plus stables.

La corrélation entre les milieux de sédimentation présumés et les événements tectono-plutoniques qui ont caractérisé le terrane d'Alexander, et ceux qui ont caractérisé d'autres terranes et le miogéoclinal n'est pas évidente. Les datations radiométriques du terrane de Kootenay semblent indiquer une activité plutonique au cours de l'Ordovicien et du Dévono-Mississippien, et des événements plutoniques datant du Silurien tardif ou du Dévonien précoce ont été reconnus dans le terrane de Northern Sierra, en Californie (Schweickert et al., 1984). Les terranes de Kootenay et de Northern Sierra présentent des affinités

avec les arcs insulaires. Le diastrophisme survenu au cours de l'Ordovicien précoce et au cours du Silurien tardif-Dévonien précoce, dans le terrane d'Alexander situé dans le sud-est de l'Alaska, s'est également manifesté dans certaines parties des Calédonides et dans l'orogène de Lachlan en Australie (Gehrels et Saleeby, 1984; Brown et al., 1968).

Les plus anciennes roches reconnues dans la Wrangellie appartiennent à l'Assemblage de Sicker et pourraient remonter au Dévonien tardif; elles comprennent des volcanites calco-alcalines et un porphyre quartzique apparenté dans l'île de Vancouver. Elles présentent une affinité d'arc insulaire et sont sous-jacentes à des argilites, des cherts et des calcaires bioclastiques qui s'échelonnent du Carbonifère au Permien inférieur. Des strates marines du Dévonien précoce ont été signalées dans une localité de la Stikinie.

Le terrane de Kootenay, qui se situe entre le protocontinent nord-américain et les terranes accrétés à l'ouest, comporte des assemblages de roches volcaniques, clastiques et carbonatées s'échelonnant en âge du Protérozoïque tardif au Trias, et contenant des plutons d'âge ordovicien, dévonien et mississippien. Les unités sédimentaires sont peut-être des faciès accumulés au large de la plate-forme continentale dans le miogéoclinal du protocontinent nord-américain. Des roches basaltiques tholéiitiques du Groupe de Lardeau (Paléozoïque précoce), dans le sud-est de la Cordillère, suggèrent un milieu en régime extensif (arrière-arc?), tandis que des roches tufacées felsiques de la séquence d'Eagle Bay, au nord-ouest, suggèrent un milieu d'arc insulaire. Une discordance située à la base du Groupe de Milford (Mississippien) tronque les strates antérieurement plissées et métamorphisées du Groupe de Lardeau, mais autrement, l'âge de la déformation n'a pas pu être délimité. Plus loin à l'est, les roches du miogéoclinal ne présentent aucun indice d'une déformation qui aurait eu lieu au Paléozoïque précoce, même si dans le sud des Rocheuses, une discordance étendue sépare les strates du Dévonien supérieur des strates de l'Ordovicien et du Silurien et témoignent d'une épirogenèse importante. Cependant, une distance considérable sépare les affleurements du Paléozoïque précoce situés dans le terrane de Kootenay, de ceux du protocontinent nord-américain.

Certains détails de la sédimentation, du volcanisme, du plutonisme et de la déformation survenus au Paléozoïque précoce dans le terrane de Kootenay rappellent ceux qui caractérisent le terrane de Northern Sierra, en Californie, dont le contexte est semblable relativement au protocontinent nord-américain (fig. 18-12). Au nord, le sous-terrane de Nisutlin, du terrane de Kootenay, fait également partie du terrane de Yukon-Tanana situé en Alaska. Le terrane de Kootenay présente aussi des ressemblances avec le sous-terrane de Hammond (Silberling et Jones, 1984) qui appartient au terrane de l'Alaska arctique dans la chaîne de Brooks.

Dévonien tardif à Trias

Le contraste entre les terranes rattachés au protocontinent nord-américain et les terranes accrétés, du point de vue de leur stratigraphie et de leur diastrophisme présumé, s'est manifesté le plus clairement au Paléozoïque tardif et au Mésozoïque précoce. En particulier, la Wrangellie, le terrane d'Alexander, la Stikinie, le terrane de Cache Creek et le

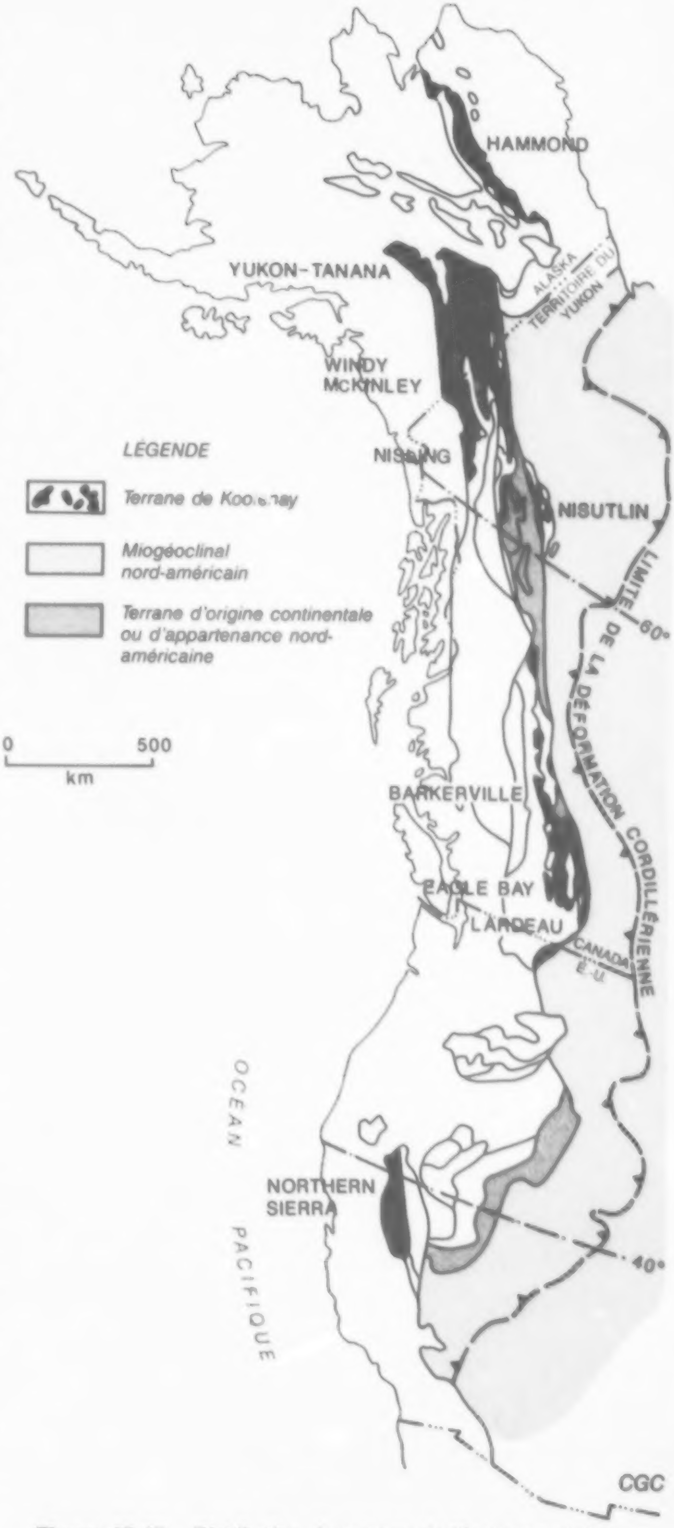


Figure 18-12. Distribution du terrane de Kootenay et des terranes péricratoniques semblables dans la Cordillère nord-américaine.

terrane de Slide Mountain présentent une stratigraphie assez complète qui permet de les comparer les uns aux autres et au protocontinent nord-américain. De plus, la stratigraphie de plusieurs des petits terranes est bien connue dans cet intervalle de temps.

Terranes accrétés - Bassins océaniques, archipels volcaniques, et roches clastiques et plates-formes carbonatées associées

La Wrangellie a été définie en fonction de la présence, sur une vaste étendue, de basalte tholéiitique de rift océanique et de carbonates sus-jacents, du Trias supérieur. Ces roches reposent en discordance sur diverses roches volcaniques et volcanoclastiques et sur des carbonates du Paléozoïque moyen-Paléozoïque supérieur, déposés dans un milieu d'arc insulaire. Au Permien, le plutonisme granitique a été particulièrement important dans le massif St. Elias. Les basaltes du Trias supérieur ont fourni les premières données paléomagnétiques suggérant que la Wrangellie s'est déplacée très loin au nord par rapport au craton dès le Trias tardif.

Dans le terrane d'Alexander, diverses roches volcaniques, clastiques et carbonatées, qui s'échelonnent en âge du Dévonien moyen au Trias tardif, se sont sans doute accumulées dans un milieu d'arc insulaire et finalement, dans un milieu de rift. Tout comme dans la Wrangellie, une discordance régionale sépare le Paléozoïque supérieur du Trias supérieur. Il semble que des conditions stables aient régné à grande échelle au Dévonien tardif et au Mississippien, alors que se déposaient de grandes étendues de carbonates.

La plupart des roches du Paléozoïque supérieur et du Trias de la Stikinie proviennent sans doute aussi d'arcs insulaires. Une zone de calcaires mississippiens et permiens, qui s'étend sur environ 400 km sur le côté nord-ouest du terrane, indique qu'il y a probablement eu des intervalles au cours desquels la Stikinie s'est comportée comme un bloc stable. Dans le nord du terrane, les roches paléozoïques et mésozoïques se différencient par leurs caractéristiques structurales et métamorphiques, mais la nature de l'événement tectonique associé est inconnue. Au Trias, un arc volcanique s'étendait à partir du sud-ouest du Yukon, suivait l'arche de Stikine, puis se continuait au sud en suivant la limite est du terrane. La mise en place de plutons au Trias moyen et tardif a accompagné le volcanisme. La subduction associée au volcanisme a finalement provoqué la fermeture, au Jurassique moyen, de l'océan de Cache Creek au nord-est et à l'est.

Les terranes de Cache Creek et de Slide Mountain sont caractérisés par des roches océaniques typiques qui s'échelonnent en âge du Paléozoïque moyen au Trias. La présence d'une faune de fusulinidés d'affinités téthysiennes dans le Groupe de Cache Creek a constitué le premier indice de l'existence de terranes exotiques dans la Cordillère canadienne. En revanche, le terrane de Slide Mountain qui renferme une faune nord-américaine, a peut-être subi un considérable déplacement vers le nord par rapport au craton. Il contient de faibles quantités d'unités sédimentaires probablement d'origine cratonique.

Les roches de la Quesnellie témoignent principalement d'un volcanisme, d'un plutonisme et d'une sédimentation ayant eu lieu dans un milieu d'arc insulaire du Trias tardif au Jurassique moyen; la présence de volcanites très alcalines suggère l'existence locale de rifts. Des roches ultramafiques zonées, de type alaskien, sont caractéristiques de ce terrane.

L'élément le plus distinctif du terrane de Kootenay est la présence de roches granitiques du Dévonien tardif au Mississippien précoce qui localement sont associées au volcanisme calco-alcalin. Au sud, certaines données indiquent qu'une importante discordance antérieure au dépôt des unités du Mississippien inférieur serait due à un épisode de déformation du terrane.

Parmi les terranes plus petits, c'est le terrane d'arc de Chilliwack, correspondant à un milieu d'arc insulaire, qui présente la stratigraphie la plus complète. Les roches carbonifères et permiennes y montrent des affinités avec les roches de la Quesnellie.

Terranes déplacés et protocontinent nord-américain - Miogéoclinal et diastrophisme dévono-mississippien

Dans les terranes déplacés (terranes de Cassiar et de North Slope) et sur le protocontinent nord-américain, un milieu de plate-forme continentale s'est maintenu dans le miogéoclinal pendant tout l'intervalle du Dévonien tardif au Trias. Le dépôt étendu de roches clastiques de grain grossier à fin a coïncidé avec le rifting et le volcanisme alcalin local dans la Cordillère septentrionale. Des roches intrusives alcalines et des carbonatites sont apparues en de nombreux endroits le long d'une zone proche de la limite entre les faciès des sédiments de plate-forme et les faciès des sédiments déposés au large de la plate-forme (fig. 18-10). Une discordance régionale existe sous les strates du Dévonien supérieur dans les Rocheuses du Sud.

Des épisodes de soulèvement et d'érosion se sont manifestés au Permien dans une zone d'orientation nord-est qui s'étend de l'Alaska aux monts Richardson septentrionaux (Complexe de l'arche d'Aklavik); une discordance prononcée apparait au-dessous des strates permiennes ailleurs dans la Cordillère orientale. Une autre discordance régionale existe à la base des strates triasiques. Il est bien possible que la discordance subpermienne presque partout observée dans le miogéoclinal soit apparue pendant un abaissement eustatique du niveau marin dû à la vaste glaciation survenue dans l'hémisphère Sud entre le Carbonifère et le Permien.

Corrélations

Il ne semble pas qu'au sein de la Cordillère canadienne, les divers terranes accrétés aient été reliés les uns aux autres et aux terranes péricratoniques à l'est pendant l'intervalle du Paléozoïque tardif au Trias tardif. La discordance permo-triasique existe dans tous les terranes associés à un milieu d'arc insulaire, et semble donc due à un phénomène global. Elle n'a pas été reconnue dans les terranes aux affinités océaniques. Dans le nord du terrane de Cache Creek, des radiolarites se sont accumulées jusqu'au Trias tardif (Norien) tandis que dans le sud, des cherts contiennent localement des radiolaires ne remontant qu'au Jurassique moyen. Des indices d'un lien entre la Stikinie, le terrane de Cache Creek et la Quesnellie existent dans le Trias

sommital. Au sud, le terrane de Cache Creek est peut-être devenu, au-dessous de l'arc de la Quesnellie, un prisme d'accrétion au sein duquel s'observe des clastes des volcanites du Groupe de Nicola. Au nord, une association similaire existe là où des grauwackes du Trias supérieur-Jurassique inférieur, d'origine inconnue (peut-être de la Quesnellie?), ont entièrement recouvert la partie nord du terrane de Cache Creek, sur laquelle s'est édifié un arc volcanique au Trias tardif. Dès le Jurassique précoce, le terrane de Cache Creek recevait des sédiments clastiques en provenance de la partie nord de la Stikinie, au Yukon.

La chronologie du plutonisme, du volcanisme, du rifting et de la sédimentation clastique suggère que le terrane de Kootenay était relié au miogéoclinal du protocontinent nord-américain. Du Dévonien tardif au Mississippien précoce, des sédiments clastiques grossiers, provenant sans doute des marges de rifts soulevées dans la Cordillère septentrionale, se sont étalés à l'est sur le craton. Dans le sud du terrane de Kootenay, une phase de plissement a précédé le dépôt des sédiments mississippiens et, dans l'ensemble du terrane, la mise en place des roches granitiques a coïncidé avec l'épanchement local de volcanites calco-alcalines.

Les roches miogéoclinales du Dévonien tardif au Trias tardif de la Cordillère canadienne se laissent facilement corréler avec celles de l'ouest des États-Unis, où un flysch du Dévonien supérieur-Mississippien moyen est attribué à l'orogenèse d'Antler. Ces roches sont à tous égards identiques à celles de la Cordillère septentrionale, sans doute formées dans un rift, ont aussi leur origine à l'ouest et contiennent de la barytine omniprésente d'âge frasnien à fammenien. Le chevauchement de Roberts Mountain est une importante structure en régime compressif produite par l'orogenèse d'Antler (Poole, 1974; voir une opinion contraire dans Ketner et Smith, 1982). Aucune structure en régime compressif de cet âge n'a été reconnue au Canada, mais le rifting, le volcanisme, le soulèvement et la sédimentation survenus dans la Cordillère septentrionale étaient peut-être liés au diastrophisme survenu à l'ouest dans le terrane de Kootenay.

Dans l'archipel arctique, une période de déformation à grande échelle s'échelonnant du Fammenien au Viséen a produit une discordance prononcée, un épais prisme de sédiments clastiques associés et une activité plutonique locale. Cet événement, appelé «orogenèse ellesmérienne», est peut-être le lien entre l'orogène innuitien et l'orogène de la Cordillère, mais ce lien est plutôt incertain pour la période du Dévono-Mississippien. La présence, dans le nord du Yukon, dans la chaîne Selwyn et dans les monts Mackenzie, d'un vaste prisme de sédiments clastiques de provenance nord et d'âge carbonifère témoigne du soulèvement de l'orogène ellesmérien. La chaîne de Brooks en Alaska a de nombreux caractères en commun avec les deux orogènes, bien que sa métallogénie, notamment la présence de gisements stratiformes de métaux de base, se rapproche de celle de la Cordillère.

Le terrane de Kootenay et ses sous-terranes font partie du terrane de Yukon-Tanana en Alaska et ressemblent à plusieurs égards au terrane de Hammond dans la chaîne de Brooks (fig. 18-12; Silberling et Jones, 1984). La présence d'une couverture volcanique récente et étendue dans les états de Washington, d'Oregon et d'Idaho rend difficile toute corrélation avec les roches au sud, mais le terrane de Northern Sierra, en Californie, se compose de suites lithologiques similaires (Schweickert et al., 1984). Schweickert et al. (1984) suggèrent un lien entre le diastrophisme de la région de Sierra et l'orogenèse d'Antler au Nevada. Il semble donc que les terranes caractérisés par des roches clastiques mixtes et des grès à granules, des volcanites, et des plutons granitiques, ces derniers datés du Dévonien tardif au Mississippien précoce, se situent directement à l'ouest des roches miogéoclinales typiques, à partir de l'Alaska et jusque dans le sud-ouest des États-Unis.

Dans le terrane de North Slope, une discordance sépare les strates carbonatées et les strates clastiques basales d'âge carbonifère des roches sous-jacentes. La subdivision en terranes est contestable, en raison de la continuité stratigraphique des roches carbonatées et roches clastiques transgressives sous-jacentes d'âge carbonifère, avec les mêmes types de roches dans les monts Ogilvie sur le protocontinent nord-américain. Il reste à déterminer si ces terranes sont séparés par une suture fondamentale ou s'ils sont tout simplement décalés l'un par rapport à l'autre par la zone de failles coulissantes de Kaltag-Porcupine.

Le terrane de Slide Mountain et les terranes corrélatifs se présentent presque partout sous forme de klippes à base plane mises en place sur des strates miogéoclinales. En Alaska, les terranes équivalents sont ceux d'Innoko, de Tozitna et d'Angayucham (fig. 18-13; Silberling et Jones, 1984). Au Nevada, un groupe de terranes équivalents, les terranes de Schoonover, de Havallah et de Pumpernickel, apparaissent dans l'Allochtone de Golconda; ils correspondent partiellement à des milieux tectoniques de caractère plus transitionnel qu'au Canada, comme l'indiquent la plus grande abondance de matériaux silicoclastiques, de grauwackes volcano-lithiques et de turbidites carbonatées (Miller et al., 1981, 1984; Silberling et Roberts, 1962; Stewart et al., 1977; Snyder et Brueckner, 1983). Une partie du terrane composite de Caborca, dans le nord-ouest du Mexique, renferme du chert océanique. Les carbonates associés contiennent un fossile inhabituel, *Parafusulina* sp., également rencontré dans l'Allochtone de Sylvester, du terrane de Slide Mountain.

Au Nevada, la mise en place de l'Allochtone de Golconda a été liée à l'orogenèse de Sonoman, comme l'atteste la discordance entre la Formation de Koipato (fin du Trias précoce) et la séquence sous-jacente de Havallah (Paléozoïque supérieur) (Silberling et Roberts, 1962). La position qu'occupaient ces roches lors de la déformation de Sonoman est incertaine, et l'âge triasique attribué au chevauchement de Golconda est contesté (Gabrielse et al., 1983). Selon Speed (1984), la Formation de Candelaria (Trias inférieur) au Nevada se serait déposée dans une avant-fosse associée à la déformation de Sonoman. Dans le nord de la Cordillère canadienne, les bordures orientales des allochtones de Slide Mountain recouvrent des roches du Trias supérieur. Cependant, dans le sud-est du Yukon, un conglomérat grossier local datant du Trias tardif contient des clastes de mylonite rappelant les lithologies des allochtones. Ainsi, la mise en place des allochtones sur le craton nord-américain a peut-être commencé avant le Trias tardif et a peut-être causé la subsidence profonde du bassin de Liard tout au long du Trias.

Dans tous les exemples bien étudiés, le terrane de Slide Mountain et les terranes corrélatifs forment une

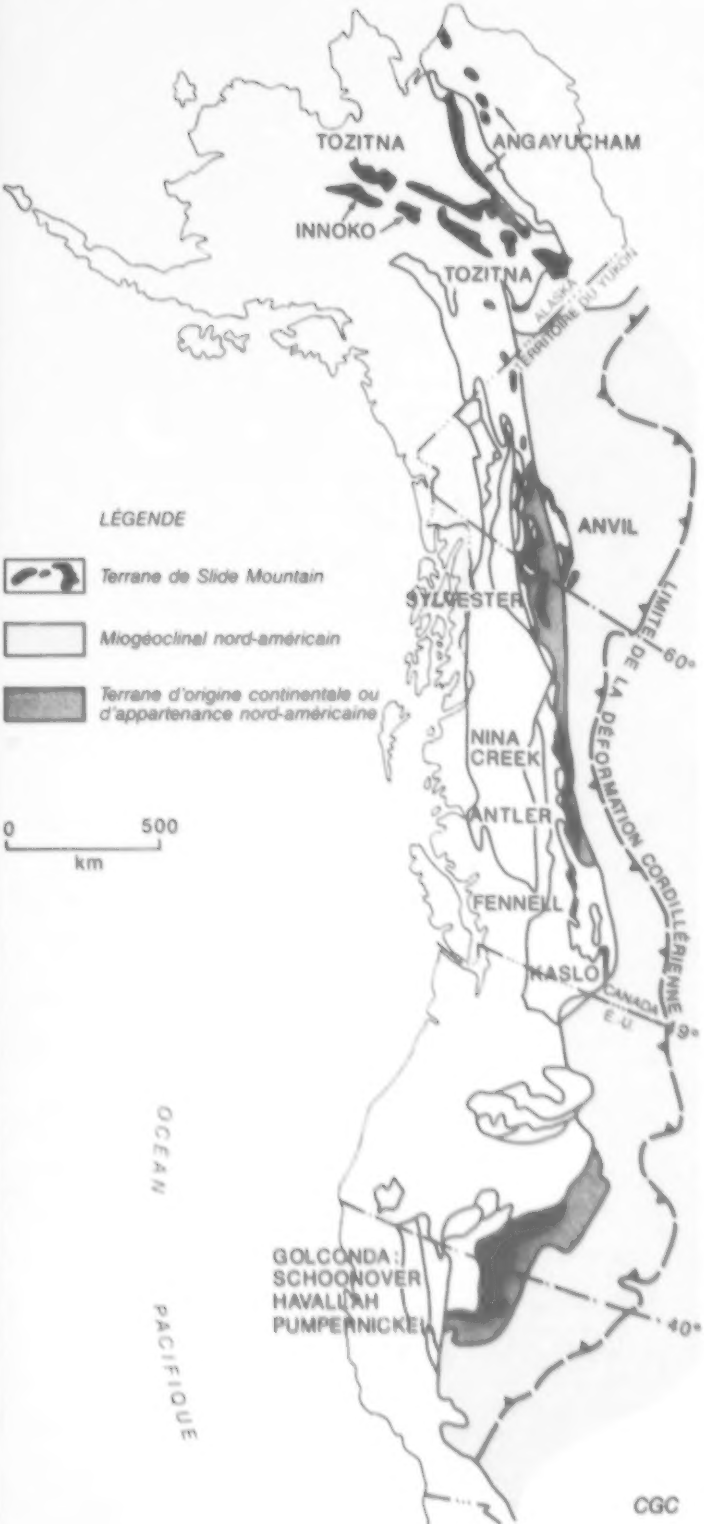


Figure 18-13. Distribution du terrane de Slide Mountain et des terranes océaniques semblables dans la Cordillère nord-américaine.

succession de nappes limitées par des failles de chevauchement (Harms, 1986; Struik et Orchard, 1985; Miller et al., 1982, 1984; Brueckner et Snyder, 1985; Snyder et Brueckner, 1983). Dans certains cas, le degré d'imbrication et les variations lithologiques d'une nappe de charriage à l'autre suggèrent qu'il y a eu compression d'un vaste bassin océanique. (Harms, 1986). Klepacki et Wheeler (1985) ont démontré l'existence, près de l'arc de Kootenay, d'un milieu proximal par rapport au terrane de Kootenay. Dans la Cordillère septentrionale, une tonalite datée du Permien précoce apparaît dans l'Allochtone de Sylvester et recoupe certaines des failles de chevauchement (Harms, 1986). Dans l'arc de Kootenay, s'est produite l'imbrication de certaines strates du Permien supérieur avant le Trias tardif (Klepacki et Wheeler, 1985). La datation K/Ar de la muscovite associée aux minéraux des schistes bleus et aux éclogites dans les allochtones du sud du Yukon, indique un âge correspondant au Permien moyen (P. Erdmer, communication personnelle, 1986). Ceci pourrait s'expliquer par la compression d'un bassin océanique, facilitée par la subduction, qui aurait commencé au Paléozoïque tardif et aurait pris fin au Mésozoïque avec le chevauchement des strates du bassin sur le miogéoclinal. L'évolution, au Mésozoïque précoce, de l'arc insulaire volcano-plutonique qui a constitué la Quesnellie est peut-être liée à ce processus.

La mise en place d'allochtones océaniques sur les marges continentales semble avoir été fréquente. On trouve certaines similarités entre les exemples relatifs à la Cordillère et ceux relatifs aux Appalaches de Terre-Neuve (Williams et Hatcher, 1982), à la nappe de Semail de l'État d'Oman (Welland et Mitchell, 1977) et aux massifs ultramafiques de Papuan de la Nouvelle-Guinée (Davies et Smith, 1971). L'obduction résulte sans doute des processus de convergence et de collision, mais l'évolution de la lithosphère océanique obduite, avant son obduction, reste mal connue. La présence de minéraux des schistes bleus et le découpage intense qui les accompagnent, sont probablement dus à l'accrétion par subduction et non aux processus océaniques. Il se pourrait par ailleurs que le caractère de terranes tels que celui de Slide Mountain, dont la stratigraphie reste relativement intacte entre les failles, soit le résultat d'une compression survenue dans un bassin d'arrière-arc.

La Quesnellie, dont les affinités avec un milieu d'arc insulaire sont claires, sépare les terranes océaniques de Cache Creek et de Slide Mountain. À l'exception du sous-terrane de Harper Ranch et des roches d'Anarchist peut-être apparentées et situées dans la région d'Okanagan, la stratigraphie n'englobe que l'intervalle du Trias tardif au Jurassique moyen inclusivement. Les meilleurs affleurements du terrane se situent au Canada, mais des roches d'âge et de lithologie comparables existent dans le terrane de Huntington, dans l'est de l'État d'Oregon, et dans le terrane de Walker Lake, dans le centre ouest du Nevada et dans les zones contiguës de la Californie (fig. 18-14).

Des faunes permiennes d'affinités téthysiennes, caractéristiques du terrane de Cache Creek, apparaissent dans des blocs de calcaires exotiques du terrane de San Juan (nord de l'État de Washington), du terrane de Baker (centre est de l'État d'Oregon), et dans des blocs calcaires du terrane de Hayfork (nord-ouest de la Californie), du terrane de Foothills (ouest de la Sierra Nevada) et du

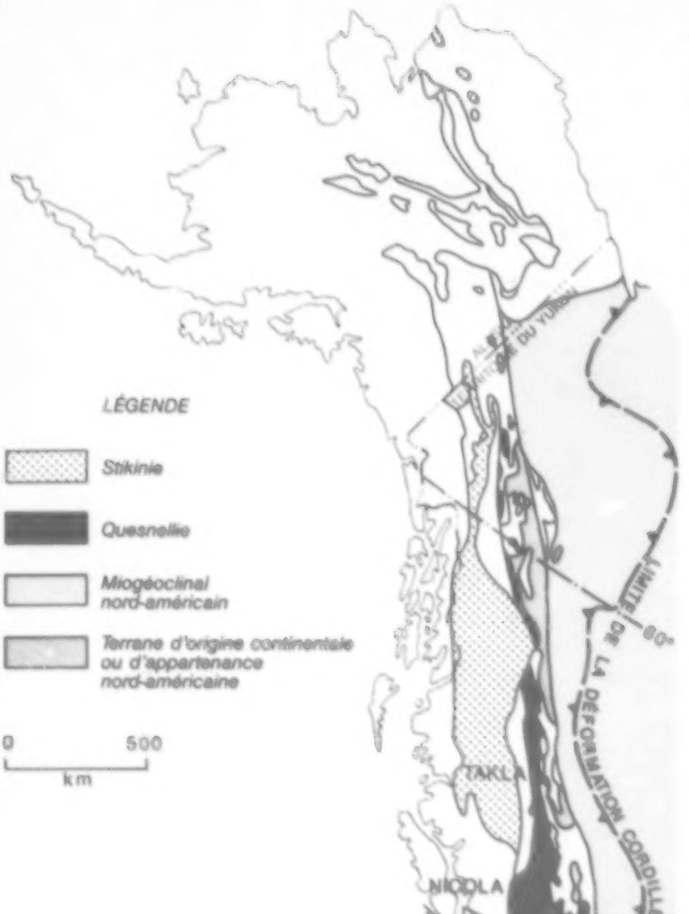


Figure 18-14. Distribution de la Quesnellie et de la Stikinie et des terranes d'arc insulaire volcanique semblables dans la Cordillère nord-américaine.

terrane péninsulaire (Alaska) (fig. 18-15). Le calcaire téthysien est contenu soit dans des unités latéralement étendues qui couvrent un très vaste intervalle d'âges, comme dans le terrane de Cache Creek, soit dans des olistolites au sein de radiolarites ou de faciès clastiques à grain fin, plus récents. Localement, les calcaires de Cache Creek témoignent de conditions remarquablement stables du Mississippien jusqu'à la fin du Permien, un phénomène qui est peut-être seulement possible sur un plateau volcanique au sein d'un bassin océanique.

Les roches océaniques de Cache Creek sont plus riches en mélanges et nettement plus bouleversées que les roches océaniques du terrane de Slide Mountain. Dans le terrane de Cache Creek, dans le centre de la Colombie-Britannique, et dans les terranes corrélatifs en Oregon et dans le nord-ouest de la Californie, les minéraux des schistes bleus ont été datés du Trias tardif par les méthodes radiométriques. Les schistes bleus sont probablement apparus en réponse à la subduction qui a favorisé la réunion de la Stikinie, de la Quesnellie et du terrane de Cache Creek. Dans ce modèle, la structure interne complexe du terrane de Cache Creek est en partie attribuable à la déformation de ce terrane dans un milieu de prisme d'accrétion.

La Stikinie, que limite à l'est le terrane de Cache Creek, est le plus grand des terranes de la Cordillère. Elle se prolonge sur une courte distance en Alaska, et sa lithologie et son âge correspondent à ceux du terrane d'Eastern Klamath situé dans le nord de la Californie (fig. 18-14). Or, le terrane d'Eastern Klamath se situe à l'est des équivalents du terrane de Cache Creek. Un arc volcano-plutonique (Stuhini) s'est formé sur ses marges nord et est au Trias tardif. Des volcanites (Hazelton) et des plutonites du Jurassique inférieur à moyen définissent un complexe d'arcs insulaires qui entouraient presque complètement le bassin de Bowser alors qu'il se développait. Leur distribution suggère un milieu tectonique comparable à celui de l'arc moderne des Célèbes, en Indonésie (Hamilton, 1979).

Dans le nord de la Stikinie, le style structural et le métamorphisme des roches phylliteuses et foliées du Paléozoïque, et le style et le métamorphisme des roches faiblement foliées de la partie supérieure du Trias inférieur se différencient nettement; le diastrophisme présumé n'a pas été étudié en détail. Une telle relation existe dans la Quesnellie, dans la Cordillère méridionale (Read et Okulitch, 1977). La déformation et le métamorphisme survenus au Trias précoce(?) coïncident presque avec l'orogenèse de Sonoman au Nevada qui a modifié des terranes peut-être équivalents au terrane de Slide Mountain et à la Quesnellie. Il y a donc peut-être eu un vague lien entre la Stikinie, la Quesnellie et le terrane de Slide Mountain au cours du Trias précoce. Tous ces terranes ont au moins participé à un événement tectonique de grande envergure, à peu près à la même époque.

Ailleurs dans la Cordillère, il n'existe pratiquement aucun terrane clairement corrélatif du terrane d'Alexander et de la Wrangellie. Des roches caractéristiques de la Wrangellie existent dans l'est de l'Oregon, mais sont recouvertes par une couverture plus jeune à l'ouest. L'étude récente d'un pluton du Paléozoïque tardif qui recoupe le terrane d'Alexander et la Wrangellie dans le sud-est de l'Alaska suggère que ces deux terranes s'étaient réunis avant le Pennsylvanien tardif, ou encore qu'ils ne se sont

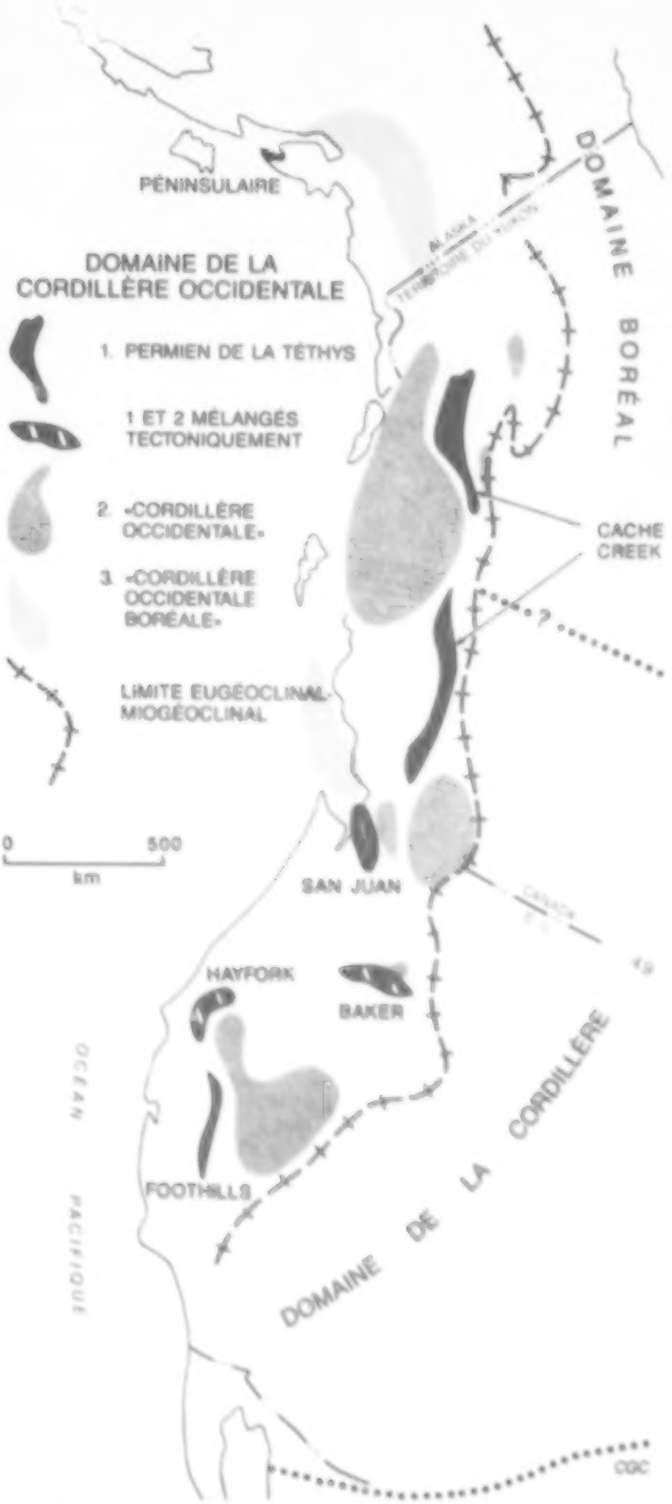


Figure 18-15. Distribution du terrane de Cache Creek et des terranes océaniques semblables dans la Cordillère nord-américaine, montrant les liens qui existent entre des associations de fossiles permiens.

jamais séparés (R.B. Campbell, C.J. Dodds et G. Plafker, communication personnelle, 1987).

JURASSIQUE PRÉCOCE À PALÉOGÈNE

L'évolution de la Cordillère canadienne du Jurassique précoce au Paléogène englobe le développement de la plupart des principaux éléments structuraux de la région et marque la transition de terranes disparates prédominants à des domaines géomorphologiques prédominants par suite de la réunion des terranes et de leur accrétion à la marge continentale formée avant le Jurassique moyen. Cependant, à cette conception générale, sont associés de nombreux problèmes qui empêchent toute synthèse claire. Il s'agit de la nature exacte et de la chronologie de la réunion des terranes, de la relation spatiale entre les phénomènes tectoniques survenus dans les terranes suspects et les phénomènes survenus dans le protocontinent nord-américain, de la continuité temporelle d'un diastrophisme en déplacement comparativement à des impulsions tectoniques, des effets des collisions obliques comparativement aux collisions perpendiculaires, du rôle de la subduction de type Benioff comparativement à la subduction de type Ampferer lors du déroulement des processus tectoniques, et enfin de l'identification précise des processus tectoniques qui ont réorganisé l'extrémité nord de la Cordillère au Jurassique tardif et au Crétacé.

Jurassique précoce - Arcs volcaniques, constitution du superterrane intermontagneux et phase terminale du miogéoclinal

Dans la Cordillère canadienne, le Jurassique précoce a été une période de transition, pendant laquelle le volcanisme, le plutonisme et la sédimentation typiques de chacun des terranes ont progressivement fait place au développement des assemblages de recouvrement au Jurassique moyen. Dans la Wrangellie, le rifting, survenu au Trias tardif, d'un arc volcanique marin datant du Paléozoïque, a été suivi de la formation de l'arc volcano-plutonique largement subaérien de Bonanza dans l'île de Vancouver pendant le Jurassique précoce, et dans les îles de la Reine-Charlotte pendant le Jurassique tardif. La Stikinie et la Quesnellie ont été les sites d'un arc volcanique marin (Hazelton) et d'un arc volcanique non marin (Nicola), auxquels sont associées des roches plutoniques, jusqu'au Jurassique moyen (Bajocien). Dans le terrane de Cache Creek au Yukon et dans le nord de la Colombie-Britannique, un grauwacke du Jurassique inférieur provient apparemment de l'érosion de la Quesnellie à l'est et de la Stikinie à l'ouest. La radiolarite la plus jeune identifiée dans le nord du terrane de Cache Creek remonte au Trias tardif (Norien); le milieu océanique du terrane de Cache Creek a disparu peu de temps après. Cependant, au sud, les conditions océaniques ont localement persisté jusqu'au Jurassique moyen. Dans le centre et le sud du miogéoclinal, des successions incomplètes et condensées, comprenant du shale et un peu de calcaire, se sont déposées dans un milieu cratonique stable.

Jurassique moyen à Crétacé précoce (Hauterivien) - Accrétion et orogenèse

Même si les roches du Trias inférieur donnent quelques indices relatifs à la réunion de la Stikinie, de la Quesnellie, et des terranes de Cache Creek et de Slide Mountain, qui ont ainsi constitué le superterrane intermontagneux, ce n'est qu'au Jurassique moyen qu'a commencé l'orogenèse qui a permis la formation du Domaine d'Omineca et le développement du Domaine de l'avant-pays.

Les milieux d'arc insulaire ont subsisté dans le nord de la Wrangellie au cours du Jurassique moyen, avant la réunion de ce terrane avec le terrane d'Alexander, événement dont témoigne l'assemblage de recouvrement de Gambier (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur). L'époque à laquelle s'est produite la réunion de ces deux terranes pour former le superterrane insulaire ou de la collision de celui-ci avec le superterrane intermontagneux, n'a pas été déterminée de façon certaine, mais selon Monger et al. (1982), l'événement a dû se produire avant le Crétacé moyen. Cependant, les similarités stratigraphiques observées dans de nombreux petits terranes du sud du Domaine côtier suggèrent que la constitution du superterrane insulaire pourrait dater d'aussi loin que le Jurassique tardif.

La sédimentation, la déformation, le plutonisme et le métamorphisme témoignent de la collision du superterrane intermontagneux et du protocontinent nord-américain. Les évidences sédimentaires et structurales qui indiquent le mieux l'époque de l'accrétion se trouvent dans la partie nord et à proximité du bassin de Bowser, où des strates conglomératiques marines et non marines du Bajocien proviennent incontestablement du terrane soulevé de Cache Creek, situé au nord-est. Plus au sud, des débris du terrane de Cache Creek ont principalement abouti dans le bassin de Bowser au Bathonien. Des plutons granitiques s'échelonnant de 147 Ma à environ 175 Ma recoupent la faille de chevauchement de King Salmon, qui a transporté les roches de Cache Creek et les structures connexes à vergence sud-ouest. Le soulèvement continu du terrane de Cache Creek et peut-être aussi de la lisière nord de la Stikinie a facilité la progradation d'un prisme deltaïque sur des turbidites marines d'eau profonde plus anciennes, appartenant au bassin de Bowser, au cours du Jurassique tardif. L'histoire sédimentaire est semblable sur la marge est du bassin, mais l'évolution structurale y est compliquée par des décrochements d'origine plus récente.

La position qu'occupe en latitude le bassin de Bowser par rapport au protocontinent nord-américain au cours du Jurassique moyen et tardif est douteuse, et les événements décrits ci-dessus pourraient indiquer une collision avec le craton plus au sud. En fait, les interprétations actuelles des données paléomagnétiques suggèrent que les superterranes intermontagneux et insulaire réunis (Basse Colombie-Britannique) se trouvaient à des paléolatitudes plus méridionales au Crétacé moyen qu'actuellement. Même s'ils ont été accrétés à l'Amérique du Nord à ces latitudes, ce n'est qu'au début du Tertiaire qu'ils ont atteint leur position actuelle par translation parallèle à la côte. De cette interprétation, il découle qu'un prolongement septentrional du superterrane intermontagneux ou un terrane totalement différent auraient heurté le craton au Jurassique moyen, puis se seraient déplacés ou auraient été remplacés. Les données paléontologiques semblent confirmer que la Stikinie se trouvait dans l'hémisphère nord dès le Pliensbachien. Or, les deux interprétations révèlent qu'un important épisode d'accrétion a eu lieu au Jurassique moyen; il faudra entreprendre d'autres recherches pour résoudre le problème .

La présence, dans les formations de Relay Mountain et d'Ashcroft, d'épaisses séquences de roches clastiques provenant de l'est, ainsi que les indices d'une interruption de la sédimentation marine dans l'ensemble de la Quesnellie au Bajocien, indiquent que des soulèvements importants ont eu lieu dans la partie ouest de la Quesnellie méridionale. La collision du superterrane intermontagneux et du protocontinent nord-américain a également provoqué le déplacement vers l'est, sur la partie externe du miogéoclinal, de la Quesnellie et probablement aussi du terrane de Slide Mountain.

Le métamorphisme, la déformation et le plutonisme survenus dans le Domaine d'Omineca ont été correctement datés dans la chaîne Columbia, où des plutons granitiques du Jurassique moyen, dont l'âge radiométrique se situe entre environ 160 et 180 Ma, ont recoupé des roches intensément déformées et soumises à un métamorphisme régional (terranes de Quesnel et de Kootenay et le miogéoclinal). Ce sont les plus anciens plutons apparaissant visiblement dans tous ces terranes.

Dans le Domaine de l'avant-pays, la présence, dans la Formation de Monteith (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur), de clastes de radiolarites issus soit du terrane de Slide Mountain soit du terrane de Cache Creek, constitue le premier indice direct de l'existence de sédiments clastiques provenant de l'ouest (M.E. McMechan, communication personnelle, 1985). Cependant, certains sédiments clastiques oxfordiens viennent probablement eux aussi de l'ouest. Les épaisses successions d'avant-fosse du Jurassique-Crétacé témoignent nettement du soulèvement du miogéoclinal occidental.

Dans le nord du Yukon, au cours de l'Albien, des régions sources de sédiments clastiques situées dans la Cordillère, au sud, ont remplacé les sources situées au nord depuis longtemps. La nature et la chronologie de la réorganisation tectonique demeurent contestées, mais des données paléomagnétiques récentes (Halgedahl et Jarrard, sous presse) confirment la validité du modèle de rotation anti-horaire de la chaîne de Brooks à partir de l'archipel arctique et de l'ouverture ultérieure du bassin Canada au Crétacé précoce à moyen (Lawver et Scotese, 1990). L'âge albien du chevauchement dans la chaîne de Brooks permet peut-être de délimiter l'époque à laquelle l'ouverture du bassin a pris fin. La «virgation de Porcupine», région de bifurcation des directions structurales et du changement du style structural à l'ouest du delta du Mackenzie, correspond peut-être au centre de rotation (chapitre 17).

La limite est du diastrophisme au Jurassique moyen est inconnue, mais rien n'indique qu'elle se soit prolongée plus à l'est que le Domaine d'Omineca. L'orogenèse est peut-être en partie contemporaine de l'orogenèse classique de Nevadan (Jurassique tardif) survenue dans l'est de la Californie (Schweickert, 1981) et du métamorphisme, du plutonisme et de la déformation survenus au Jurassique moyen dans le nord des monts Klamath (Hill, 1985). Les seules autres régions de la Cordillère ayant subi un plutonisme significatif au Jurassique moyen sont le terrane péninsulaire du chaînon Aleutian et des monts Talkeetna, dans le sud de l'Alaska (Hudson, 1983), et la Wrangellie,

dans les îles de la Reine-Charlotte. À l'exception des régions d'Omineca et de l'est de la Californie, aucune des autres régions citées en exemple ne contient de roches miogéoclinales.

Les données fournies par l'étude des associations de minéraux métamorphiques montrent qu'il s'est produit un épaississement considérable de la croûte dans le Domaine d'Omineca durant la déformation et le métamorphisme survenus au Jurassique moyen. L'enfouissement des roches du Protérozoïque supérieur à des profondeurs supérieures à 25 km et le réchauffement à des températures de 550 à 650°C mettent en évidence le rôle important de la déformation par compression, qui a plus que doublé l'épaisseur stratigraphique probable (Archibald et al., 1983; Brown et al., 1986; Pigage, 1978; Simony et al., 1980; Evenchick, 1986; Mansy, 1986). Une partie moins importante de l'épaississement résulte de la mise en place du terrane de Slide Mountain sur le miogéoclinal, et dans une moindre mesure, de la mise en place de la Quesnellie sur ce miogéoclinal.

Deux grandes hypothèses ont été formulées pour expliquer le développement des structures anciennes du Mésozoïque dans la partie occidentale du prisme miogéoclinal, et en particulier l'apparition des structures à vergence ouest prédominantes dans la partie occidentale du Domaine d'Omineca. Selon la première hypothèse, il y aurait eu obduction vers l'est du terrane de Slide Mountain et de la Quesnellie, suivie dans les roches supracrustales de la formation de plis en retour et de rétrocharriages à vergence ouest, compensée par le découplage et le sous-charriage vers l'est des roches du socle (Brown et al., 1986; fig. 18-16A). La vergence ouest a fait progressivement place à une vergence est, en réponse à un changement de la configuration du profil de la marge continentale, qui d'incliné et aminci vers l'ouest devient incliné et aminci vers l'est après l'obduction et l'épaississement structural. Selon la seconde hypothèse, se serait produite l'obduction des terranes accrétés suivie de la formation d'un encapuchonnement. Dans ce cas, un prisme de roches accrétées aurait été poussé vers l'est entre des roches supracrustales parautochtones, à vergence ouest, qui se seraient décollées d'un socle autochtone (Price, 1986; fig. 18-16B). La vergence a été déterminée par la position structurale au-dessus ou au-dessous du prisme. Dans les deux modèles, l'épaississement structural a provoqué un métamorphisme régional élevé. Il a été démontré que dans la chaîne Cassiar, l'obduction vers l'est du terrane de Slide Mountain a été accompagnée dans les roches parautochtones sous-jacentes de chevauchements de type duplex, à vergence ouest (Harms, 1986). Les failles et plis à vergence ouest se prolongent jusqu'aux niveaux structuraux les plus profonds observés dans la région.

Deux axes de divergence structurale sont apparus, peut-être successivement, au cours de la phase primitive de la déformation survenue du Jurassique moyen au Crétacé précoce. L'un d'eux existe dans le Domaine intermontagneux et sépare les structures à vergence ouest caractérisant les roches océaniques de Cache Creek qui sont associées à la collision avec la Stikinie, des structures à vergence est qui sont associées à la mise en place de la Quesnellie et du terrane de Slide Mountain (fig. 18-17). L'autre axe se situe plus à l'est, dans le Domaine d'Omineca, au sein du prisme épaissi de roches parautochtones (fig. 18-17). Dans le sud-est de la Cordillère, la formation de cet axe de divergence structurale a tantôt été attribuée à la rotation de structures préexistantes à vergence est sur le flanc ouest de l'axe, causée par un encapuchonnement (Price, 1986), tantôt à une déformation polyphasée (Brown et Tippett, 1978).

La collision de terranes résultant de la fermeture des océans de Cache Creek et de Slide Mountain et la déformation intraplaque ultérieure impliquent le décollement et l'obduction de couches superficielles de la croûte océanique et la subduction du reste de cette croûte (fig. 18-18). Les études menées par Harms (1986) et Struik et Orchard (1985) indiquent que l'océan de Slide Mountain était vaste et que la compression ultérieure des matériaux obduits a commencé au Paléozoïque tardif. La polarité des zones de subduction hypothétiques et en fait, leur position au cours de cet intervalle, ne sont pas évidentes. Dans le sud de la Colombie-Britannique, le mélange de Cache Creek a dû se former à partir d'un prisme d'accrétion associé à la subduction vers l'est, au-dessous de la Quesnellie. Ce modèle pourrait expliquer la présence de plutons du Jurassique moyen dans la Quesnellie et dans le terrane péricratonique de Kootenay (miogéoclinal). De même, dans le nord de la Colombie-Britannique, les roches du terrane de Cache Creek et les roches sus-jacentes du Jurassique inférieur possèdent les caractéristiques d'un prisme d'accrétion. À cet endroit, les indices d'un plutonisme datant du Jurassique moyen dans la Quesnellie sont rares, mais le plutonisme hypovolcanique survenu au Jurassique précoce est bien documenté.

La déformation et le soulèvement des roches du terrane de Cache Creek survenus au Jurassique moyen, au nord et à l'est du bassin de Bowser, ont probablement été le résultat d'une déformation intraplaque facilitée par la subduction, qui a engendré un arc volcano-plutonique sur les marges nord et nord-est de la Stikinie.

Le diastrophisme survenu du Jurassique moyen au Jurassique tardif dans la Cordillère canadienne, notamment dans les terranes accrétés, présente quelques ressemblances, du point de vue de son style et de son âge, avec le diastrophisme survenu dans le nord des monts Klamath et dans le terrane de Northern Sierra en Californie (Hill, 1985; Mortimer, 1985; Schweickert et al., 1984). Dans l'ouest des États-Unis, il ne semble pas que la déformation ait gagné à l'est des strates indubitablement nord-américaines avant le Crétacé précoce (Armstrong, 1968), même si des sédiments de provenance occidentale présents dans la Formation de Morrison (d'âge oxfordien et plus jeune) dans l'Utah, au Wyoming, au Colorado et au Nouveau-Mexique témoignent d'un soulèvement survenu à l'ouest.

Pédimentation préhauterivienne à barrémienne

La sédimentation clastique (assemblages de Kootenay, de Bowser Lake et de Relay Mountain), qui témoigne de soulèvements survenus du Jurassique moyen au Crétacé précoce, et contient le premier prisme de sédiments clastiques dans le Domaine de l'avant-pays, a été suivie d'un épisode d'érosion et de pédimentation s'étendant à la grandeur de la Cordillère, à l'est du Domaine côtier. La présence d'une discordance à la base du prisme de sédiments clastiques intermédiaire dans le sud du Domaine de l'avant-pays, sous des strates hauteriviennes du nord du Yukon, sous des strates de l'Albien moyen dans le nord de la

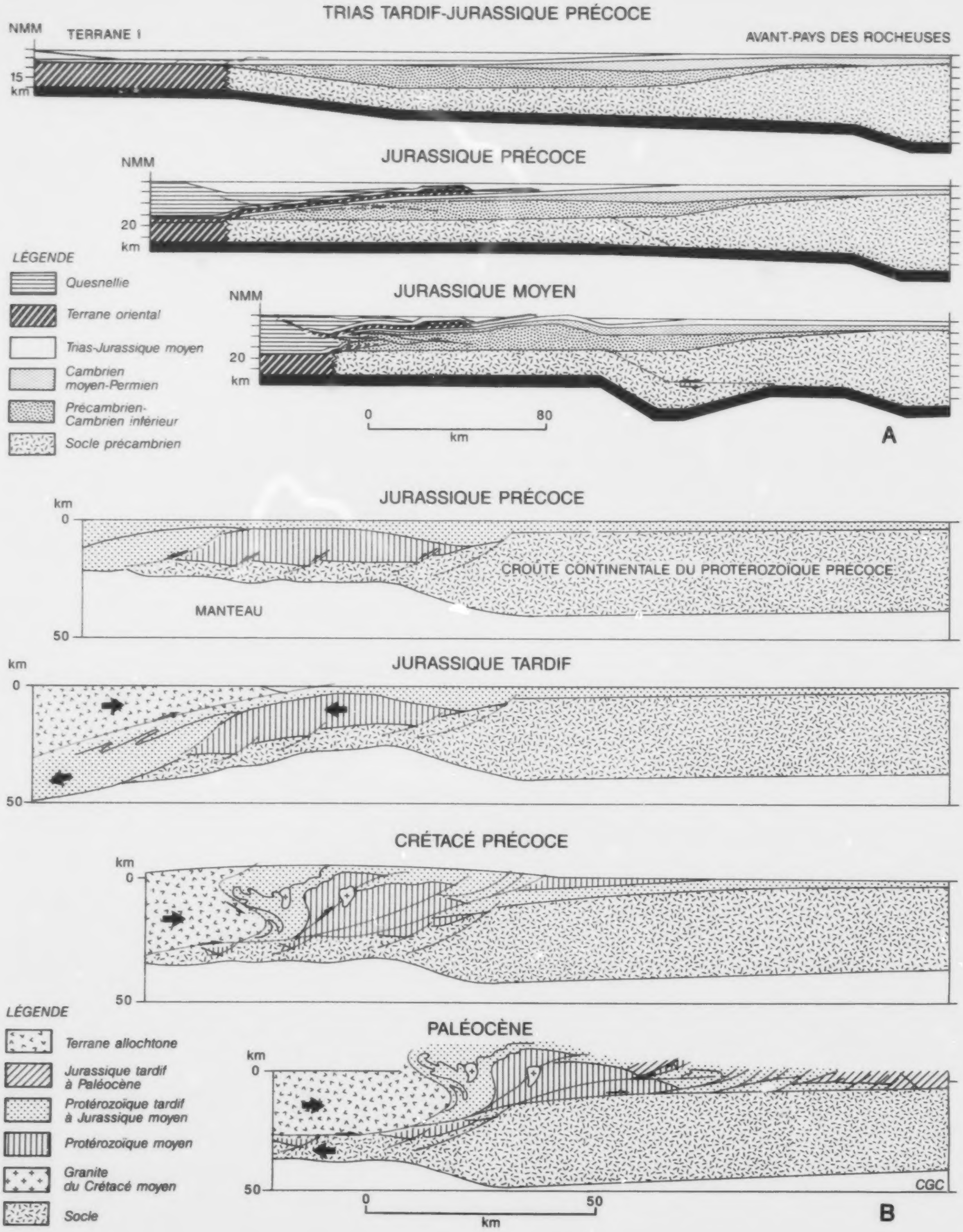


Figure 18-16. A. Modèle de la collision des terranes au Jurassique, comportant l'obduction et le sous-charriage vers l'est d'une croûte sialique. D'après Brown et al. (1986). **B.** Modèle de la déformation au Jurassique-Paléocène, comportant l'obduction, l'encapuchonnement et la formation de gerbes de failles de chevauchement. D'après Price (1986).

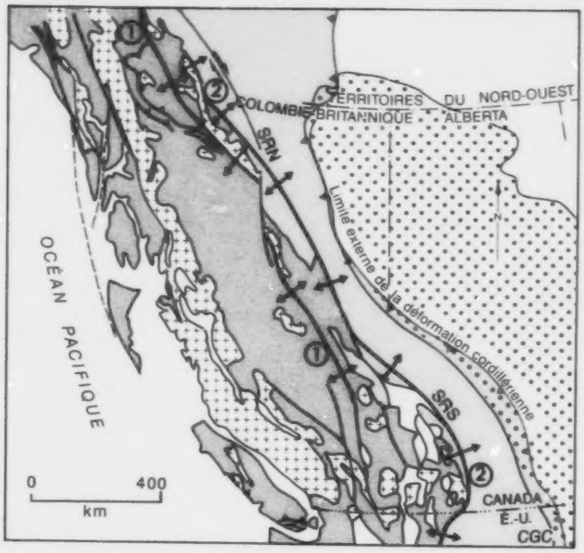


Figure 18-17. Axes de divergence structurale dans le centre et l'est de la Cordillère canadienne. (1) Axe entre les roches à vergence ouest prédominante du terrane de Cache Creek et les roches à vergence est prédominante de la Quesnellie. (2) Axe au sein des roches du miogéoclinal et des roches associées structuralement. SRN: sillon des Rocheuses du Nord; SRS: sillon des Rocheuses du Sud. Gris: roches présentant des affinités avec les terranes; rose: roches d'affinités miogéoclinales; secteur ombré: dépôts d'avant-fosse.

Colombie-Britannique, directement sous des strates hauteriviennes du centre de la Colombie-Britannique, et sous des strates barrémiennes de la cuvette de Tyaughton-Methow, témoigne de cet événement. Un épisode de soulèvement de grande envergure a coïncidé avec une interruption du plutonisme granitique et du volcanisme dans l'ensemble de la Cordillère occidentale entre 135 et 125 Ma (Armstrong, 1988) et avec une période de mouvement relativement lent de la plaque nord-américaine (Engebretson, 1982).

Crétacé précoce (Barrémien) à Paléocène

Un deuxième prisme de sédiments clastiques (Assemblage de Blairmore) s'est déposé à l'est dans l'avant-fosse de l'orogène émergent pendant l'intervalle du Barrémien au Cénomanien, en réponse à un autre épisode de soulèvement survenu dans la Cordillère, à l'ouest. À l'extrémité nord de la Cordillère, l'activité orogénique résultant de l'ouverture du bassin Canada s'est propagée vers l'est jusque dans les monts British-Barn. C'est ainsi que s'est formé l'oroclinal de Brooks qui a confiné la sédimentation clastique à la cuvette de Blow, à l'ouest du delta du Mackenzie; dans cette cuvette, se sont accumulés d'épais dépôts de flysch et de molasse par suite du soulèvement associé à des failles coulissantes dextres et à des failles normales. La forme initiale et l'épaisseur des roches supracrustales ont contrôlé la plupart des grandes inflexions dans le grain structural de la Cordillère nord-américaine, mais l'oroclinal de Brooks pourrait être l'une des rares inflexions résultant de la rotation autour d'un axe vertical ou semi-vertical. À la même époque, des sédiments clastiques épais, marins ou non marins, en provenance du Domaine d'Omineca, se sont accumulés à l'ouest dans les bassins de Sustut et de Skeena et dans la cuvette de Tyaughton-Methow. Des successions tout aussi épaisses de roches clastiques contenant localement des volcanites se sont déposées dans les régions du Domaine côtier (Assemblage de Gambier) et du Domaine insulaire (Assemblage de Honna). Les premiers sédiments du Domaine insulaire résultant du soulèvement du Domaine côtier à l'est s'échelonnent de l'Albien au Coniacien. L'accumulation de prismes de sédiments clastiques a coïncidé avec le soulèvement du Domaine d'Omineca, qui a été le foyer de déformations, d'un plutonisme felsique de grande envergure, caractérisé par des granites de type S présentant un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ compris entre 0,710 et 0,740, d'un volcanisme mineur et d'un métamorphisme régional. La limite est du plutonisme du Crétacé moyen est parallèle à la limite est de la déformation de l'avant-pays des Rocheuses et des monts Mackenzie, mais se trouve bien à l'ouest de celle-ci. Le plutonisme du Crétacé moyen, qui contient des roches granitiques de type I caractérisées par des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ inférieurs à 0,706 (et généralement à 0,7045) et qui est lié au volcanisme, a eu lieu à grande échelle dans le sud du Domaine côtier, où le soulèvement cénomanien a apporté des sédiments clastiques grossiers à la cuvette de Tyaughton-Methow à l'est, et au Domaine insulaire à l'ouest. Dans la partie occidentale du Domaine côtier central, des structures à vergence ouest sont contemporaines du plutonisme et du métamorphisme régional.

Dans le Domaine de l'avant-pays, la limite est de la déformation du Crétacé moyen et la limite ouest de la sédimentation sont difficiles à discerner. Directement à l'est du sillon des Rocheuses du Nord, la déformation a été accompagnée d'un métamorphisme régional qui remonte au moins à 120-125 Ma. À cet endroit et également dans la chaîne Selwyn, un raccourcissement d'au moins 50 % survenu avant le Crétacé moyen s'est traduite par l'imbrication intense des strates du Paléozoïque inférieur. Cette imbrication et le recouvrement dans les failles de chevauchement, dans le nord-ouest de la chaîne Selwyn, témoignent d'un raccourcissement crustal qui a pu atteindre 200 km ou davantage (S.P. Gordey et R.I. Thompson, communication personnelle, 1987). Dans le Domaine d'Omineca, des plutons du Crétacé moyen recoupent toutes les structures régionales formées en régime compressif. Aucune structure du Crétacé moyen n'est connue dans la partie du Groupe de Sustut se situant dans l'Albien moyen et dérivée du Domaine d'Omineca.

Dans les chaînes Cassiar et Omineca, la déformation survenue au Crétacé moyen a créé de vastes anticlinoriums et synclinoriums dans des roches déjà déformées et soumises à un métamorphisme régional. L'âge radiométrique K/Ar des roches structuralement les plus basses, situées dans la région axiale des anticlinoriums, a probablement été remis au zéro par le métamorphisme et correspond actuellement au Crétacé moyen, tandis que les roches des flancs, d'un niveau structural plus élevé, ont un âge K/Ar correspondant au Crétacé initial. La datation radiométrique Rb/Sr des roches du niveau structural inférieur indique que celles-ci pourraient aller jusqu'au Jurassique moyen (Parrish, 1979). Dans le sud-est du Domaine d'Omineca,

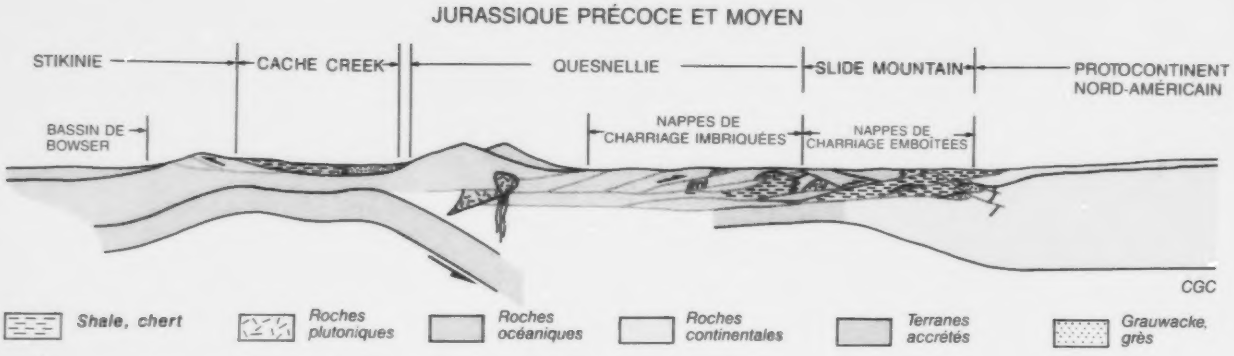


Figure 18-18. Éléments tectoniques impliqués dans la collision survenue au Jurassique moyen, dans le nord de la Colombie-Britannique. L'océan de Slide Mountain s'est peut-être fermé par suite de la subduction vers l'ouest qui a engendré la Quesnellie au Trias tardif. Cette subduction a pris fin avant la subduction dirigée vers l'est au-dessous de la Quesnellie et qui a fermé l'océan de Cache Creek. Les associations de minéraux des schistes bleus apparaissant dans plusieurs localités des terranes de Slide Mountain et de Cache Creek indiquent que les deux terranes ont été impliqués dans la subduction à un moment donné.

des roches enfouies à plus de 20 km de profondeur au cours du diastrophisme du Jurassique moyen ont été soulevées de plus de 13 à 14 km et recoupées par un granite du Crétacé moyen (Archibald et al., 1983). Des décrochements dextres ont commencé à se manifester dans la Cordillère septentrionale approximativement dès l'Albien moyen (Gabrielse, 1985).

Des structures à vergence ouest se sont formées au Crétacé moyen sur la bordure ouest du Domaine côtier dans le sud-est de l'Alaska et à l'est des îles de la Reine-Charlotte, et sur la bordure ouest du segment des Cascades du Domaine côtier, y compris les îles San Juan; des chevauchements à vergence est sont apparus sur le côté est de la chaîne des Cascades.

Les domaines côtier et d'Omineca étaient déjà des bombements de roches plutoniques et métamorphiques bien définis, au début du Crétacé tardif. En majeure partie, le Domaine d'Omineca avait subi une nouvelle phase de soulèvement, tandis que le Domaine côtier, auparavant un arc insulaire, était récemment devenu un bombement de roches plutoniques et métamorphiques, parvenu à maturité. L'évolution du Domaine côtier est partiellement associée à la collision du superterrane insulaire et de l'Amérique du Nord qui, dès le Crétacé moyen, englobait le superterrane intermontagneux (Monger et al., 1982). L'étude du plutonisme de grande envergure et contemporain de cette collision, mais qui a généré des lithologies et des compositions chimiques nettement différentes dans le Domaine côtier et le Domaine d'Omineca, rend énigmatique le mécanisme de la collision. La subduction vers l'est a peut-être aidé à suturer les superterranes insulaire et intermontagneux selon l'axe du Domaine côtier, bien que le volcanisme d'arc le plus rapproché dans le temps (Assemblage de Gambier) remonte au Crétacé précoce. Les structures ductiles de l'arc magmatique sont nettement différentes des structures de compression beaucoup moins pénétratives, à vergence ouest, qui ont déformé la Wrangellie dans l'est de l'île de Vancouver et qui se sont peut-être formées durant la collision des superterranes insulaire et intermontagneux. Il est également possible qu'une grande partie de l'épaississement de la croûte dans le Domaine côtier ait été le résultat d'une compression intraplaque et d'un plutonisme lié à une zone de subduction plus à l'ouest. Le parallélisme entre la limite est des roches granitiques dans le Domaine d'Omineca et la marge est de la déformation cordillérienne suggère une relation double en fonction de laquelle les plutons auraient été générés par une subduction vers l'ouest de la croûte continentale. Les plutons d'Omineca étant de type S, leur source s'est sans doute trouvée dans une croûte sialique.

La déformation et le plutonisme survenus au Crétacé précoce et moyen se sont aussi manifestés dans l'ouest des États-Unis, et ont été accompagnés de la mise en place de grands plutons granitiques dans la Sierra Nevada et en Basse-Californie, et de plissements et chevauchements à vergence est attribués à l'orogenèse de Sevier au Nevada et dans l'Utah (Armstrong, 1968). Ces événements couvrent un intervalle durant lequel la plaque nord-américaine s'est déplacée assez rapidement, comparativement à l'intervalle précédent du Valanginien au Barrémien (fig. 18-19B). Il est difficile d'évaluer le rôle qu'a joué la collision dans l'édification de la Cordillère des États-Unis; tout dépend de la position paléogéographique du superterrane intermontagneux canadien à l'époque.

L'intervalle du Crétacé tardif au Paléocène a été marqué par le dépôt du troisième et plus récent prisme de sédiments clastiques (Assemblage de Brazeau) dans l'avant-fosse du Domaine de l'avant-pays. Les sédiments les plus grossiers et les plus épais apparaissent dans la partie supérieure de la séquence (Campanien à Paléocène). Au Campanien, le soulèvement et la déformation du Domaine côtier ont causé une inversion de la direction de transport des sédiments, de l'ouest à l'est dans le bassin de Sustut et de l'est à l'ouest dans le Domaine insulaire, où s'est accumulé un épais prisme de sédiments clastiques dans le bassin de Georgia. À cette époque, le raccourcissement de la croûte a été important (jusqu'à 200 km) dans le sud des domaines d'Omineca et de l'avant-pays, mais beaucoup moins que dans la Cordillère septentrionale. Un mouvement vers le haut et vers l'est dans le Domaine côtier a provoqué

une compression marquée des roches supracrustales dans le bassin de Bowser et dans la cuvette de Tyaughton-Methow et a peut-être été lié au chevauchement vers l'ouest survenu dans le Domaine insulaire. Le front magmatique se situait principalement à l'ouest du mégalinéament de Coast Range au Crétacé moyen, mais s'est déplacé généralement à l'est de ce mégalinéament au Crétacé tardif. Partout dans le Domaine intermontagneux, le morcellement par failles était associé au plutonisme et au volcanisme locaux. Un volcanisme felsique explosif a joué un rôle particulièrement important au Campanien et au Maastrichtien, comme l'indique la présence de vastes étendues de tufs dans le bassin de Sustut et dans le Domaine de l'avant-pays (A.R. Sweet, communication personnelle, 1984; Baadsgaard et Lerbekmo, 1982; Yorath et Cook, 1981). La présence de volcanites abondantes, en partie alcalines dans les affleurements à l'est (Volcanites de Carmacks), atteste l'importance du volcanisme dans le sud-ouest du Yukon. Des coulissages dextres ont probablement eu lieu le long de nombreuses failles d'orientation nord-ouest mais ces mouvements n'ont pas été datés avec précision. Des prismes d'accrétion se sont formés à la limite des plaques pacifique et nord-américaine, dans le golfe de l'Alaska. Des structures observées dans le centre du Domaine côtier indiquent l'existence d'une importante composante de cisaillement dextre entre les plaques Kula et nord-américaine.

Éocène - Magmatisme, soulèvement, distension et décrochements dextres

Une brève phase (principalement survenue entre 55 et 45 Ma) de magmatisme granitique et de soulèvement intenses et de grande envergure a eu lieu dans les domaines côtier et d'Omineca après le dernier épisode majeur de déformation en régime compressif et de sédimentation survenu à l'est du Domaine insulaire. La sédimentation non marine s'est limitée à des bassins linéaires en bordure de zones de failles coulissantes dextres ou a eu lieu dans des bassins de distension associés à ce régime coulissant dextre. D'épaisses successions marines ou non marines se sont déposées sur le flanc ouest du Domaine insulaire et ont continué de former un prisme d'accrétion en bordure d'une zone de subduction dans le golfe de l'Alaska.

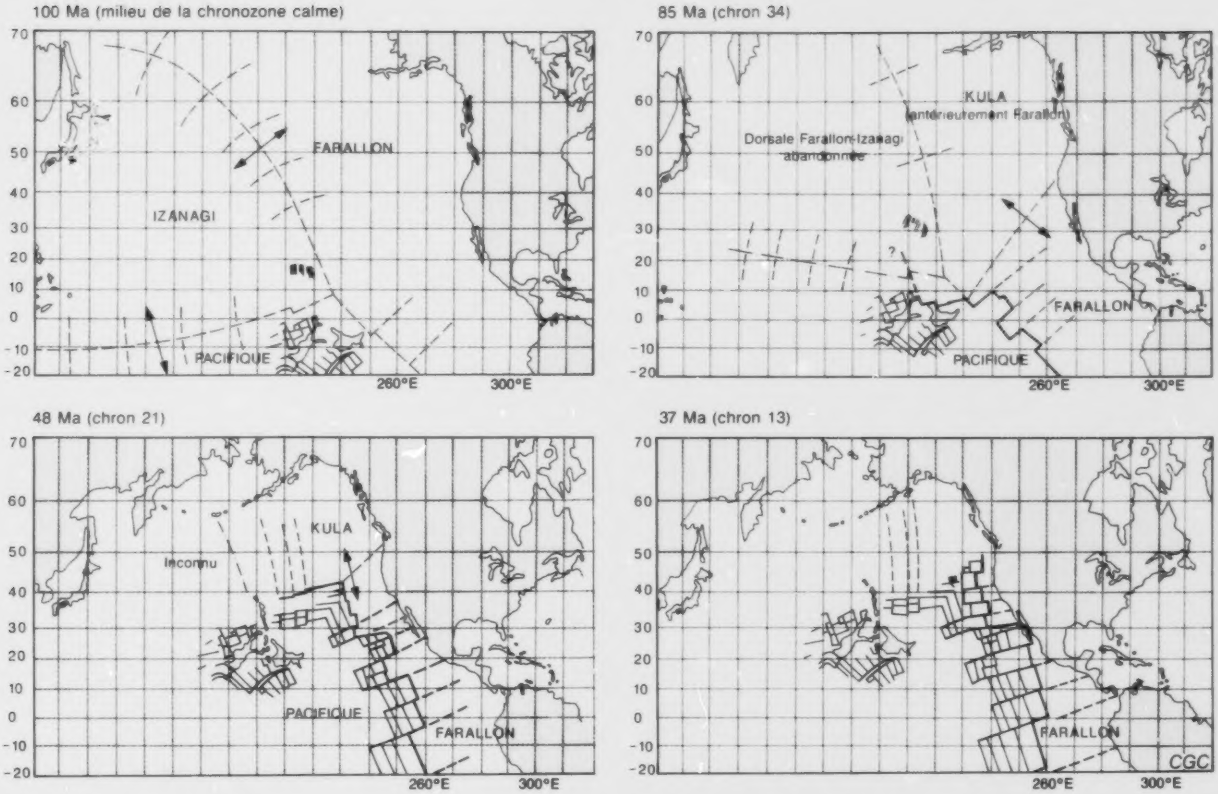
Dans le Domaine d'Omineca, dans le centre sud de la Colombie-Britannique, le soulèvement éocène a coïncidé avec le volcanisme et avec la formation de failles en régime extensif. Localement, la distension a pu être de 100 km (Tempelman-Kluit et Parkinson, 1986). Le flux thermique élevé s'est traduit par la mise au zéro à grande échelle des âges K/Ar indiqués par la biotite et la hornblende présentes dans les culminations structurales. Des failles coulissantes dextres ont continué à se former le long des sillons des Rocheuses du Nord et de Tintina et sont apparues en grand nombre le long du système de failles du Fraser. Dans la chaîne Cassiar près du sillon des Rocheuses du Nord, des failles de chevauchement se sont formées, du Crétacé tardif à l'Éocène, en réaction à la compression suivant des failles coulissantes de pas à gauche (Evenchick, 1986).

Les plus vastes zones de roches granitiques éocènes existent dans la partie est du Domaine côtier. Leur mise en place a eu lieu entre 62 et 48 Ma (Hollister, 1982), vers la fin d'une période de soulèvement rapide du Domaine côtier (presque 2,0 km/Ma).

L'un des plus remarquables éléments du Domaine côtier est un massif tonalitique folié, fortement incliné, d'environ 10 à 15 km de large, situé immédiatement à l'est du mégalinéament de Coast Range (linéament de Work Channel); il s'étend des abords de la frontière entre la Colombie-Britannique et le Yukon au sud de Prince Rupert, donc sur une distance de plus de 800 km (Brew et Ford, 1978; Woodsworth et al., 1983; carte des assemblages tectoniques, 1712A, en pochette). L'âge du massif s'échelonne du Maastrichtien au Paléocène tardif. Des structures ductiles situées sur sa marge ouest sont associées à sa mise en place au cours d'une déformation, qui peut-être s'accompagnait de décrochements (Woodsworth et al., 1983). Il se pourrait aussi que la tonalite soit une plaque retournée, apparue dans les profondeurs de la croûte à l'intérieur du Complexe plutonique côtier. Elle serait peut-être l'analogue des massifs tabulaires de tonalite gneissique rencontrés à la base d'un bloc redressé de croûte archéenne bordant le soulèvement de Kapuskasing, dans le Bouclier canadien (Percival et Card, 1983).

Le passage d'un régime compressif, qui résulte probablement de la subduction perpendiculaire ou oblique de la plaque Farallon, au cours du Mésozoïque tardif ou du Paléocène, à un régime de soulèvement et de distension à l'est du Domaine insulaire au cours de l'Éocène, a été attribué à la modification des mouvements relatifs des plaques Farallon, Kula, pacifique et nord-américaine (Engebretson, 1982; fig.18-19A, B). Avant le Crétacé moyen, les mouvements relatifs des plaques Farallon et nord-américaine traduisaient une subduction oblique à composante de cisaillement senestre. Harper et al. (1985) se sont appuyés sur cette hypothèse pour expliquer le rejet horizontal et senestre survenu au Jurassique suivant le mégacisaillement de Mojave-Sonora, dans le sud-ouest des États-Unis et dans le nord du Mexique. Au cours du Crétacé moyen, les deux plaques se sont essentiellement déplacées perpendiculairement l'une à l'autre. Vers 85 Ma, l'apparition de la plaque Kula, principalement en déplacement vers le nord par rapport à l'Amérique du Nord, a permis un cisaillement dextre au nord de la dorsale, lequel cisaillement séparait cette plaque de la plaque Farallon. Avec la disparition de la plaque Kula vers 43 Ma, la même chose s'est produite au nord de la jonction triple des plaques pacifique, Farallon (Juan de Fuca) et nord-américaine.

Beaucoup de données indiquent que dans la Cordillère canadienne se produit du cisaillement dextre depuis le Crétacé moyen; toutefois, ce cisaillement n'a peut-être été qu'une composante mineure de la subduction oblique jusqu'à ce que les effets du mouvement de la plaque Kula aient pris de l'importance. Le déplacement relatif de la plaque nord-américaine s'est assez rapidement effectué de l'ouest vers le sud-ouest au Paléocène et à l'Éocène, et la composante de cisaillement dextre a peut-être alors joué un rôle important. Les données structurales et l'évolution magmatique suggèrent un régime de cisaillement dextre et de subduction vers l'est. Tout au long de l'histoire jurassique-éocène de la Cordillère du Canada, il existe une bonne corrélation entre les épisodes de déformation, de plutonisme et de volcanisme et les changements dans la vitesse ou la direction du mouvement de la plaque nord-américaine.



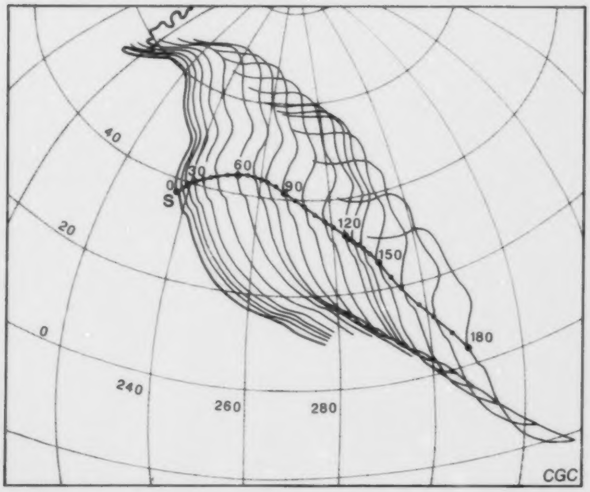


Figure 18-19. A. Reconstitutions des plaques par rapport au cadre de référence que représente la trace de points chauds. D'après Engebretson (1982). **B.** Déplacement de l'Amérique du Nord par rapport au cadre de référence des points chauds au cours des derniers 180 Ma, à des intervalles de 10 Ma. S: San Francisco. (D'après Engebretson, 1982).

NÉOGÈNE
Oligocène à Holocène

Dès qu'ont pris fin les événements éocènes dont le déroulement a touché de vastes étendues, l'évolution tectonique de la Cordillère canadienne a largement été déterminée par l'interaction des plaques pacifique, Juan de Fuca et nord-américaine. Par suite du déplacement vers le nord de la plaque pacifique, des sédiments dérivés des domaines côtier et insulaire soulevés ont contribué à la formation de prismes d'accrétion jouxtant les îles de la Reine-Charlotte et le golfe de l'Alaska. Un volcanisme calco-alcalin s'est manifesté au-dessus de la plaque plongeante (en subduction) dans le massif St. Elias. Dans le Domaine insulaire, le bassin de Reine-Charlotte s'est formé par suite du rifting associé au jeu des systèmes de failles dextres de Sandspit et de Louscoone Inlet, et par suite de la subsidence due à l'amorce de subduction oblique de la plaque pacifique sous les îles de la Reine-Charlotte (Yorath et Chase, 1981; Yorath et Hyndman, 1983). Au nord de la jonction triple, qui au cours du Néogène précoce s'est déplacée vers le sud en bordure de la marge continentale à partir d'un point au nord des îles de la Reine-Charlotte jusqu'à sa position actuelle entre les îles de la Reine-Charlotte et l'île de Vancouver, des rifts d'orientation nord liés au même réseau de contraintes régionales ont déterminé l'emplacement du volcanisme alcalin dans la ceinture volcanique de Stikine. Au sud de la jonction triple, deux arcs volcano-plutoniques distincts se sont constitués

au-dessus de la plaque Juan de Fuca plongeante; la ceinture de Pemberton (Miocène précoce à tardif) d'orientation nord-ouest, et la ceinture volcanique de Garibaldi (Cascades) (Miocène tardif à Holocène) d'orientation plus rapprochée du nord. Dans l'intérieur du sud de la Colombie-Britannique, des basaltes de plateau, à peu près contemporains des volcanites de la ceinture de Pemberton, indiquent un contexte d'arrière-arc. La ceinture volcanique d'Anahim, d'orientation est, représente peut-être la trace d'un point chaud mantellique à travers la Colombie-Britannique centrale, où les centres volcaniques hyperalcalins sont de plus en plus jeunes d'ouest en est. Le soulèvement rapide, au cours du Pliocène et de l'Holocène, du sud du Domaine côtier au-dessus des plaques Explorer et Juan de Fuca en subduction est sans doute dû à une expansion thermique et à la mise en place de magma (Parrish, 1982).

Des profils de sismique-réflexion à travers le sud de l'île de Vancouver révèlent la présence de failles de chevauchement imbriquées associées à la subduction de type Benioff, et semblables aux failles associées à la subduction de type Ampferer dans le Domaine de l'avant-pays. Dans le Domaine insulaire, la compression et le soulèvement de la Wrangellie au Néogène ont résulté de l'accrétion par subduction de matériaux océaniques. Cette mise en place de matériaux a nécessité le déplacement d'épaisseurs considérables de la lithosphère wrangellienne, qui ont ainsi ménagé un espace à la croûte subduite. En outre, le soulèvement de la partie occidentale de l'île de Vancouver a localement fait disparaître environ 9 km de la Wrangellie au-dessus de la granodiorite omniprésente du Jurassique précoce-moyen. La présence, sous la plate-forme et le talus continentaux, de failles de chevauchement à vergence orientée vers le continent et vers le large, témoigne d'autres ressemblances avec les structures du Domaine de l'avant-pays.

La signature géophysique actuelle de la Cordillère traduit largement le caractère post-accrétionnaire de celle-ci et définit clairement la nature tectonophysique des composantes actives de convergence et de coulissage de la marge continentale. La Cordillère comporte deux zones à travers lesquelles changent les propriétés géophysiques régionales. La zone orientale coïncide presque avec le sillon des Rocheuses du Sud, et d'est en ouest, se caractérise par une diminution de 10 à 15 km de la profondeur du Moho, une augmentation apparente de 40 mW/m^2 du flux thermique de surface, une augmentation de 50 à 100 mGal des anomalies de Bouguer, un lissage des anomalies magnétiques de grande longueur d'onde et une augmentation nette de la conductivité électrique. La zone occidentale se situe dans le Domaine côtier, près de l'arc volcanique de Garibaldi (Cascades). D'est en ouest, la croûte s'épaissit d'environ 20 km, le flux thermique de surface diminue jusqu'à 40 mW/m^2, la faible sismicité augmente brusquement sur une distance horizontale de 20 km et l'anomalie de Bouguer augmente jusqu'à 150 mGal sur une distance d'environ 80 km. Une anomalie magnétique positive et linéaire d'environ 1 000 nT est associée à la zone occidentale. La région entre ces zones, c'est-à-dire les domaines d'Omineca et intermontagneux et la partie est du Domaine côtier, possède une croûte moins dense et relativement mince, un flux thermique élevé, des anomalies magnétiques atténuées de grande longueur d'onde et une conductivité élevée.

CONCLUSIONS ET ÉTUDE COMPARATIVE D'AUTRES OROGÈNES

L'architecture actuelle de la Cordillère canadienne est le résultat d'une évolution qui a couvert plus de 1,6 Ga. Cependant, les éléments dominants de la structure, du métamorphisme, du plutonisme et du volcanisme résultent manifestement du diastrophisme survenu entre le Mésozoïque et l'Holocène. L'orogène doit une bonne partie de sa complexite aux origines très disparates de ses divers terranes et à la chronologie et à la dynamique de leur accrétion au continent. Bien que les caractéristiques générales des terranes d'arcs volcaniques et océaniques soient connues, l'évolution tectonique interne de bon nombre de ces terranes reste à déterminer. Par exemple, il faudrait étudier en détail l'âge et les relations spatiales des arcs volcaniques insulaires qui ont dominé l'évolution de la Stikinie tout au long du Paléozoïque tardif et du Mésozoïque précoce. On ne sait presque rien du socle de la Stikinie, toutefois les rapports initiaux du strontium suggèrent que la croûte y est moins évoluée que dans le protocontinent nord-américain. Les interrelations éventuelles et l'étendue des bassins sédimentaires au sein des petits terranes dans le sud du Domaine côtier ne font que depuis peu l'objet d'une étude détaillée. De même, on examine actuellement les problèmes associés aux mouvements des terranes déplacés par rapport au protocontinent nord-americain en tenant compte du fait que les reconstitutions paléogéographiques de la Cordillère doivent intégrer non seulement la déformation en régime compressif mais aussi des coulissages importants et sur de grandes étendues.

On peut étudier comparativement l'évolution de la structure de la croûte de la Cordillère du Canada et celle de plusieurs autres grandes ceintures orogéniques (fig. 18-20). La plupart des modèles, sinon tous, sont basés sur les principes de la tectonique des plaques et appliqués à une chaîne montagneuse particulière. Le contexte le plus simple est celui de la subduction intra-océanique sous l'arc insulaire des Mariannes, dans l'ouest de l'océan Pacifique. Cependant, tous les arcs anciens bien connus de la Cordillère ont sans doute évolué bien davantage que l'arc des Mariannes avant toute réunion et accrétion de terranes.

Le système d'arc insulaire plus évolué de l'archipel du Japon pourrait constituer un modèle de milieu d'arc dans les cas de la Quesnellie, de la Stikinie et de la Wrangellie. Cependant, il n'existe aucun indice permettant de lier leur origine à une expansion océanique d'arrière-arc par rapport à un bloc cratonique. La relation qui existait entre le terrane de Slide Mountain d'une part et le protocontinent nord-américain et la Quesnellie d'autre part au Paléozoïque tardif a pu être à peu près la même qu'entre le bassin du Japon d'une part et l'Asie et l'arc insulaire du Japon d'autre part. Toutefois, au Paléozoïque tardif, la Quesnellie n'a pas dû être aussi évoluée que l'arc du Japon et de ce fait, n'est sans doute pas devenue un élément important avant le Trias tardif.

Un modèle andin de la subduction océanique sous une marge continentale a été proposé pour la partie occidentale de la Cordillère canadienne, notamment en ce qui concerne l'évolution du Complexe plutonique côtier. Dans les deux cas, il a été suggéré que la collision de terranes aurait aussi joué un rôle dans la formation des ceintures volcaniques-plutoniques. L'orogène andin semble moins compliqué, du moins dans sa configuration actuelle, que l'orogène de

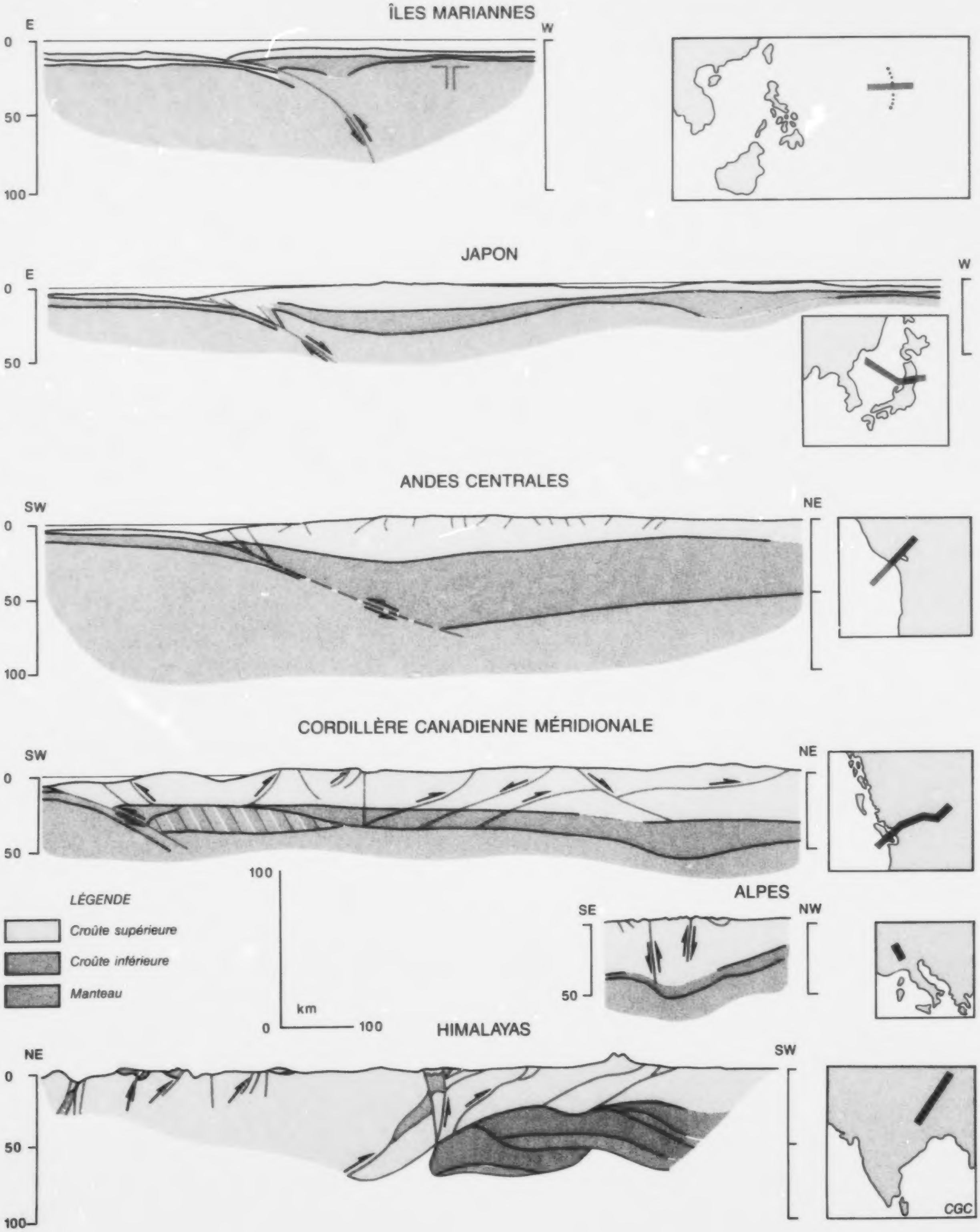

ÎLES MARIANNES
E
W
0
50
100
JAPON
E
W
0
50
ANDES CENTRALES
SW
NE
0
50
100
CORDILLÈRE CANADIENNE MÉRIDIONALE
SW
NE
0
50
LÉGENDE
Croûte supérieure
Croûte inférieure
Manteau
100
km
0
100
ALPES
SE
NW
50
HIMALAYAS
NE
SW
0
50
100
CGC

Figure 18-20. Coupes tectoniques dans diverses ceintures orogéniques, permettant de comparer les styles et la complexité des interactions océan-océan (îles Mariannes d'après Hussong et Uyeda, 1981; Katsumata et Sykes, 1969), océan-arc (Japon d'après Murauchi et Yasui, 1968; Shiki et Misawa, 1982), océan-continent (Andes d'après James, 1971; Ocola et Meyer, 1973; Laubacher, 1978; Isacks et Barazangi, 1977) arc(s)-continent (Cordillère canadienne d'après Monger et al., 1985) et continent-continent (Alpes d'après Mueller et al., 1980 et Rybach et al., 1980; Himalayas d'après Burg et Chen, 1984; Hirn et al., 1984; Allègre et al., 1984). Compilation par S. Friday.

la Cordillère canadienne, ce qui indique peut-être que les collisions de terranes ont été beaucoup moins importantes dans les Andes.

Une étude comparative peut être faite entre la Cordillère canadienne et les chaînes des Alpes et de l'Himalaya, qui sont les produits de la collision de blocs cratoniques. Il convient de noter que dans la Cordillère, les roches granitiques et plutoniques sont beaucoup plus abondantes et l'obduction de la croûte océanique s'est faite à plus grande échelle. Cela reflète en partie la contribution des arcs insulaires dans les terranes accrétés de la Cordillère et peut-être l'importance du soulèvement après l'obduction. L'immense étendue touchée par la déformation himalayenne pourrait être le résultat de la collision de deux masses de croûte sialique de même épaisseur. Dans la Cordillère, les collisions ont eu lieu entre l'épaisse croûte sialique nord-américaine et des terranes d'arcs insulaires et océaniques beaucoup plus petits et plus denses.

En conclusion, malgré sa complexité, l'orogène de la Cordillère du Canada contient des exemples remarquablement bien exposés et conservés de nombreux éléments tectoniques qui contribuent à la formation de la croûte terrestre. Il s'agit d'assemblages représentatifs de marges passives, d'arcs insulaires volcaniques, plutoniques et sédimentaires, de bassins océaniques et d'avant-fosses qui tous sont impliqués dans une mesure plus ou moins grande à la déformation par compression, par distension et par décrochement. Les centres d'expansion des fonds océaniques et une foule de phénomènes connexes, en particulier les zones de subduction Juan de Fuca et Explorer, sont parmi les plus accessibles au monde et offrent de grandes opportunités en ce qui concerne l'étude des processus de tectonique de plaques et de métallogenèse. Les possibilités d'exploration détaillée de ces thèmes sont illimitées et du plus grand intérêt.

RÉFÉRENCES

Aleinikoff, J.N., Foster, H.L., Nokleberg, W.J., and Dusel-Bacon, C.
1984: Isotopic evidence from detrital zircons for Early Proterozoic crustal material, east-central Alaska; in The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments during 1981, W.L. Coonrad and R.L. Elliott (ed.), United States Geological Survey Circular 868, p. 43-45.

Allegre, C.J., Courtillot, V., and Tapponnier, P.
1984: Structure and evolution of the Himalaya - Tibet orogenic belt; Nature, v. 307, p. 17-22.

Anderson, M.M. and King, A.F.
1981: Precambrian tillites of the Conception Group on the Avalon Peninsula, southeastern Newfoundland; in Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record, M.J. Hambrey and W.B. Harland (ed.), Cambridge University Press, Cambridge, p. 760-767.

Archibald, D.A., Glover, J.K., Price, R.A., Farrar, E., and Carmichael, D.M.
1983: Geochronology and tectonic implications of magmatism and metamorphism, southern Kootenay Arc and neighbouring regions, southeastern British Columbia. Part I: Jurassic to mid-Cretaceous; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1891-1913.

Armstrong, R.L.
1968: Sevier orogenic belt in Nevada and Utah; Geological Society of America Bulletin, v. 79, p. 429-458.
1988: Mesozoic and Early Cenozoic magmatic evolution of the Canadian Cordillera; in Processes in continental lithospheric deformation, S.P. Clark, Jr., B.C. Burchfiel, and J. Suppe (ed.), Geological Society of America, Special Paper 218, p. 55-91.

Baadsgaard, H. and Lerbekmo, J.F.
1982: Abstracts for Items NDS 126 and NDS 127, in Numerical Dating in Stratigraphy, G.S. Odin (ed.), Wiley Interscience, Chichester, v. 2, p. 795-797.

Bjorlykke, K.
1978: The eastern marginal zone of the Caledonide orogen in Norway; Geological Survey of Canada, Paper 78-13, p. 49-55.

Bond, C.B., Nickeson, P.A., and Kominz, M.A.
1984: Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories; Earth and Planetary Science Letters, v. 70, p. 325-345.

Bond, G.C., Christie-Blick, N., Kominz, M.A., and Devlin, W.J.
1985: An early Cambrian rift to post-rift transition in the Cordillera of western North America; Nature, v. 315, p. 742-745.

Brew, D.A. and Ford, A.B.
1978: Megalineament in southeastern Alaska marks southwest edge of Coast Range batholithic complex; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1763-1772.

Brown, D.A., Campbell, K.S.W., and Crook, K.A.W.
1968: The geological evolution of Australia and New Zealand; Pergamon Press, 409 p.

Brown, R.L. and Tippett, C.R.
1978: The Selkirk fan structure of the southeast Canadian Cordillera; Geological Society of America, Bulletin, v. 89, p. 548-558.

Brown, R.L., Journeay, J.M., Lane, L.S., Murphy, D.C., and Rees, C.J.
1986: Obduction, backfolding and piggy back thrusting in the metamorphic hinterland of the southeastern Canadian Cordillera; Journal of Structural Geology, v. 8, p. 255-268.

Brueckner, H.K. and Snyder, W.S.
1985: Structure of the Havallah sequence, Golconda allochthon, Nevada: Evidence for prolonged evolution of an accretionary prism; Geological Society of American Bulletin, v. 96, p. 1113-1130.

Burg, J.P. and Chen, G.M.
1984: Tectonics and structural zonation of southern Tibet, China; Nature, v. 311, p. 219-223.

Crittenden, M.D. Jr. and Wallace, C.A.
1973: Possible equivalents of the Belt Supergroup in Utah; in Belt Symposium, v. 1, Department of Geology, University of Idaho and Idaho Bureau of Mines and Geology, Moscow, Idaho, p. 116-138.

Crittenden, M.D. Jr., Christie-Blick, N., and Link, P.K.
1983: Evidence for two pulses of glaciation during the late Proterozoic in northern Utah and southeastern Idaho; Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 437-450.

Davies, H.L. and Smith, I.E.
1971: Geology of eastern Papua; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 3299-3312.

Eisbacher, G.H.
1985: Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, western Canada; in Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology, v. 51, p. 231-254.

Engebretson, D.C.
1982: Relative motions between oceanic and continental plates in the Pacific Basin; Ph.D. thesis, Stanford University, 211 p.

Evenchick, C.A.
1986: Stratigraphy, metamorphism, structure and their tectonic implications in the Sifton and Deserters ranges, Cassiar and northern Rocky Mountains, northern British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 197 p.

Gabrielse, H.
1972: Younger Precambrian of the Canadian Cordillera; American Journal of Science, v. 272, p. 521-536.

1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1-14.

Gabrielse, H., Loveridge, W.D., Sullivan, R.W., and Stevens, R.D.
1982: U-Pb measurements on zircon indicate middle Paleozoic plutonism in the Omineca Crystalline Belt, north-central British Columbia; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 139-146.

Gabrielse, H., Snyder, S.W., and Stewart, J.H.
1983: Sonoma orogeny and Permian to Triassic tectonism in western North America; Geology, v. 11, p. 484-486.

Gehrels, G.E. and Saleeby, J.B.
1984: Paleozoic geologic history of the Alexander Terrane in S.E. Alaska, and comparisons with other orogenic belts; Geological Society of America, Abstracts with Programs, v. 16, p. 516.

Gehrels, G.E., Saleeby, J.B., and Berg, H.C.
1983: Preliminary description of the Klakas orogeny in the southern Alexander terrane, southeastern Alaska; in Pre-Jurassic Rocks in the Western North American Suspect Terranes, C.H. Stevens (ed.), Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, California, p. 131-141.

Grow, J.A.
1981: Structure of the Atlantic Margin of the United States; in Geology of Passive Continental Margins, American Association of Petroleum Geologists, Education Course Note Series no. 19, p. 3-1 to 3-41.

Halgedahl, S. and Jarrard, R.
in press: Paleomagnetism of the Kuparuk River Formation from oriented drill core: Evidence for rotation of the North Slope block; in Alaskan North Slope Geology, I.L. Tailleur and P. Weimer (ed.), Los Angeles, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section.

Hambrey, M.J. and Harland, W.B. (ed.)
1981: Earth's pre-Pleistocene glacial record; Cambridge University Press, Cambridge.

Hamilton, W.
1979: Tectonics of the Indonesian Region; United States Geological Survey, Professional Paper 1078, 345 p.

Harms, T.A.
1986: Structural and tectonic analysis of the Sylvester Allochthon, northern British Columbia: Implications for paleogeography and accretion; Ph.D. thesis, University of Arizona, 80 p.

Harper, G.D., Saleeby, J.B., and Norman, E.A.S.
1985: Geometry and tectonic setting of sea-floor spreading for the Josephine Ophiolite and implications for Jurassic accretionary events along the California margin; in Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Regions, D.G. Howell (ed.), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, p. 239-257.

Harris, H.L., Johnson, M.R.W., and Powell, D.
1978: The orthotectonic Caledonides (Moixes and Dalradians) of Scotland; in Caledonian-Appalachian Orogen of the North Atlantic Region, Geological Survey of Canada, Paper 78-13, p. 79-86.

Henriksen, N. and Higgins, A.K.
1976: East Greenland Caledonian fold belt; in Geology of Greenland, A. Escher and W.S. Watt (ed.), Geological Survey of Greenland, Copenhagen, 601 p.

Hill, B.L.
1985: Metamorphic, deformational, and temporal constraints on terrane assembly, northern Klamath Mountains, California; in Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Regions, D.G. Howell (ed.), Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, p. 173-186.

Hirn, A., Lepine, J-C., Jobert, G., Sapin, M., Wittlinger, G., Xin, X.Z., Yuan, G.E., Jing, W.X., Wen, T.J., Bai, X.S., Pandey, M.R., and Tater, J.M.
1984: Crustal structure and variability of the Himalayan border of Tibet; Nature, v. 307, p. 23-25.

Hollister, L.S.
1982: Metamorphic evidence for rapid (11 mm/yr.) uplift of a portion of the Central Gneiss Complex, Coast Mountains, B.C.; Canadian Mineralogist, v. 20, p. 319-332.

Hudson, T.
1983: Calc-alkaline plutonism along the Pacific rim of southern Alaska; in Circum-Pacific Plutonic Terranes, J.A. Roddick (ed.), Geological Society of America, Memoir 159, p. 159-170.

Hussong, D.M. and Uyeda, S.
1981: Tectonics in the Marianas Arc: results of recent studies including DSDP Leg 60; in Oceonologica ACTA, Proceedings 26th I.G. Congress, Geology of Continental Margins Symposium, Paris, p. 203-212.

Isacks, B.L. and Barazangi, M.
1977: Geometry of Benioff zones lateral segmentation and downwards banding of the subducted lithosphere; in Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins, Maurice Ewing Series, v. 1, M. Talwani and W.C. Pitman III (ed.), A.G.U. Washington, D.C., p. 99-114.

James, D.E.
1971: Plate Tectonic model for the evolution of the Central Andes; Geological Society of America Bulletin, v. 82, p. 3325-3346.

Kanasewich, E.R., Clowes, R.M., and McCloughan, C.H.
1968: A buried Precambrian rift in western Canada; Tectonophysics, v. 8, p. 513-527.

Katsumata, M. and Sykes, L.R.
1969: Seismicity and tectonics of the western Pacific: Izu-Mariana-Caroline and Ryuku Taiwan regions; Journal of Geophysical Research, v. 74, p. 5923-5948.

Ketner, K.B. and Smith, J.
1982: Mid-Paleozoic age of the Roberts thrust unsettled by new data from northern Nevada; Geology, v. 10, p. 298-303.

Klepacki, D.W. and Wheeler, J.O.
1985: Stratigraphic and structural relations of the Milford, Kaslo and Slocan groups, Goat Range, Lardeau and Nelson map areas, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 277-286.

Laubacher, G.
1978: Géologie des Andes Péruviennes; Travaux et Documents de L'Office de la Recherche Scientifique et Technique (Paris), no. 95, 217 p.

Lawver, L.A. and Scotese, C.R.
1990: A review of tectonic models for the evolution of the Canada Basin; in The Arctic Region, A. Grantz, G.L. Johnson and J.F. Sweeney (ed.), Geological Society of America, The Geology of North America, v. E.

Mansy, J.L.
1986: Géologie de la Chaine d' Omineca des rocheuses aux Plateaux Interieurs (Cordillere Canadienne), son evolution depuis le Precambrien; Doctorat d'Etat des Sciences Naturelle, University of Lille, France, 718 p.

McKenzie, D.F.
1978: Some remarks on the development of sedimentary basins; Earth and Planetary Science Letters, v. 40, p. 25-32.

McMannis, W.L.
1963: La Hood Formation - a coarse facies of the Belt Series in southwestern Montana; Geological Society of America Bulletin, v. 74, p. 407-436.

McMechan, M.E. and Price, R.A.
1982: Superimposed low-grade metamorphism in the Mount Fisher area, southeastern British Columbia - implications for the East Kootenay orogeny; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 476-489.

Miller, E.L., Bateson, J., Dixter, D., Dyer, J.R., Horbaugh, D., and Jones, D.L.
1981: Thrust emplacement of the Schoonover sequence, northern Independence Mountains, Nevada; Geological Society of America Bulletin, v. 92, p. 730-737.

Miller, E.L., Kanter, L.R., Larue, D.K., Turner, R.J., Murchey, B., and Jones, D.L.
1982: Structural fabric of the Golconda Allochthon, Antler Peak Quadrangle, Nevada: Progressive deformation of an oceanic sedimentary assemblage; Journal of Geophysical Research, v. 87, p. 3795-3804.

Miller, E.L., Holdsworth, B.K., Whiteford, W.B., and Rodgers, D.
1984: Stratigraphy and structure of the Schoonover sequence, northeastern Nevada: Implications for Paleozoic plate-margin tectonics; Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 1043-1076.

Monger, J.W.H., Price, R.A., and Tempelman-Kluit, D.J.
1982: Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera; Geology, v. 10, p. 70-75.

Monger, J.W.H., Clowes, R.M., Price, R.A., Simony, P.S., Riddihough, R.P., and Woodsworth, G.J.
1985: B-2 Juan de Fuca Plate to Alberta Plains; Geological Society of America, The Decade of North American Geology, Centennial Continent/Ocean Transect #7, 21 p., 2 sheets.

Mortimer, N.
1985: Structural and metamorphic aspects of Middle Jurassic terrane juxtaposition, northeastern Klamath Mountains, California; in Tectonostratigraphic Terranes of the Circum-Pacific Region, D.G. Howell (ed.), Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Houston, Texas, p. 201-214.

Mueller, S., Ansorge, J., Egloff, R. and Kissling, E.
1980: A crustal cross section along the Swiss geotraverse from the Rhinegraben to the Po Plain; Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 73, p. 463-483.

Murauchi, S. and Yasui, M.
1968: Geophysical investigations in the seas around Japan; Kagaku, v. 38, no. 4, p. 192-200 (in Japanese).

Ocola, L.C. and Meyer, R.P.
1973: Crustal structure from the Pacific basin to the Brazilian Shield between 12° and 30° south latitude; Geological Society of America Bulletin, v. 84, p. 3387-3404.

Parrish, R.R.
1979: Geochronology and tectonics of the northern Wolverine Complex, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1428-1438.
1982: Cenozoic thermal and tectonic history of the Coast Mountains of British Columbia as revealed by fission track and geological data and quantitative thermal models; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 166 p.

Percival, J.A. and Card, K.D.
1983: Archean crust as revealed in the Kapuskasing uplift, Superior province, Canada; Geology, v. 11, p. 323-326.

Pigage, L.C.
1978: Metamorphism and deformation on the northeast margin of the Shuswap Metamorphic Complex Azure Lake, British Columbia; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 289 p.

Poole, F.G.
1974: Flysch deposits of the Antler Foreland Basin, western United States, in Tectonics and Sedimentation, W.R. Dickinson (ed.), Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication no. 22, p. 58-82.

Price, R.A.
1986: The southeastern Canadian Cordillera: thrust faulting, tectonic wedging, and delamination of the lithosphere; Journal of Structural Geology, v. 8, p. 239-254.

Read, P.B. and Okulitch, A.V.
1977: The Triassic unconformity of south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 606-638.

Rybach, L., Mueller, S., Milnes, A.G., Ansorge, J., Bernoulli, D. and Frey, M.
1980: The Swiss geotraverse Basel-Chiasso - a review; Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 73, p. 437-462.

Schwab, F.L.
1981: Late Precambrian tillites of the Appalachians; in Earth's pre-Pleistocene Glacial Record, M.J. Hambrey and W.B. Harland (ed.), Cambridge University Press, Cambridge, p. 751-755.

Schweickert, R.A.
1981: Tectonic evolution of the Sierra Nevada range; in The Geotectonic Development of California, W.G. Ernst (ed.), Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, p. 87-131.

Schweickert, R.A., Harwood, D.S., Girty, G.H., and Hanson, R.E.
1984: Tectonic development of the Northern Sierra Terrane: an accreted late Paleozoic island arc and its basement; in Western Geological Excursions, Volume 4, J. Lintz, Jr. (ed.), Geological Society of America and the Department of Geological Sciences, Mackay School of Mines, University of Nevada-Reno, p. 1-65.

Sears, J.W. and Price, R.A.
1978: The Siberian connection: A case for Precambrian separation of the North American and Siberian cratons; Geology, v. 6, p. 267-270.

Shih-Fan, L.
1981: Sinian glacial deposits of Guizhou Province, China; in Earth's pre-Pleistocene Glacial Record, M.J. Hambrey and W.B. Harland (ed.), Cambridge University, Cambridge, p. 414-423.

Shiki, T. and Misawa, Y.
1982: Forearc geological structure of the Japanese Islands; in Trench-Forearc Geology, J.K. Leyett (ed.), Geological Society of London Special Publication No. 10, p. 63-73.

Silberling, N.J. and Jones, D.L.
1984: Lithotectonic terrane maps of the North American Cordillera; United States Geological Survey, Open-File Report 84-523.

Silberling, N.J. and Roberts, R.J.
1962: Pre-Tertiary stratigraphy and structure of northwestern Nevada; Geological Society of America, Special Paper 72, 58 p.

Simony, P.S., Ghent, E.D., Craw, D., Mitchell, W., Robbins, D.B.
1980: Structural and metamorphic evolution of northeast flank of Shuswap complex, southern Canoe River area, British Columbia; in Cordilleran Metamorphic Core Complexes, M.D. Crittenden, Jr., P.J. Coney and G.H. Davis (ed.), Geological Society of America, Memoir 153, p. 445-461.

Snyder, W.S. and Brueckner, H.K.
1983: Tectonic evolution of the Golconda Allochthon, Nevada: Problems and perspectives; in Pre-Jurassic Rocks in Western North American Suspect Terranes, C.H. Stevens (ed.), Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Los Angeles, p. 103-123.

Speed, R.C.
1984: Paleozoic and Mesozoic continental margin collision zone features, Mina to Candelaria, NV, Traverse; in Western Geological Excursions, Volume 4, J. Lintz (ed.), The Geological Society of America and the Department of Geological Sciences, Mackay School of Mines, University of Nevada, Reno, p. 66-80.

Stewart, J.H.
1972: Initial deposits of the Cordilleran geosyncline: Evidence of a late Precambrian (850 m.y.) continental separation; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1345-1360.

Stewart, J.H., MacMillan, J.R., Nichols, K.M., and Stevens, C.H.
1977: Deep water upper Paleozoic rocks in north-central Nevada - a study of the type area of the Havallah Formation; in Paleozoic Paleogeography of the western United States, J.H. Stewart, C.H. Stevens and A.E. Fritscho (ed.), Pacific Coast Paleogeography Symposium I, Los Angeles, Pacific Section Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 337-347.

Struik, L.C. and Orchard, M.J.
1985: Later Paleozoic conodonts from ribbon chert delineate imbricate thrusts within the Antler Formation of the Slide Mountain Terrane, central British Columbia; Geology, v. 13, p. 794-798.

Tempelman-Kluit, D.J. and Parkinson, D.
1986: Extension across the Eocene Okanagan crustal shear in southern British Columbia; Geology, v. 14, p. 318-321.

Von der Borch, C.C.
1980: Evolution of late Proterozoic to early Paleozoic Adelaide foldbelt, Australia: Comparisons with post-Permian rifts and passive margins; Tectonophysics, v. 70, p. 115-134.

Welland, M.J.P. and Mitchell, A.H.G.
1977: Emplacement of the Oman ophiolite: A mechanism related to subduction and collision; Geological Society of America Bulletin, v. 88, p. 1081-1088.

Williams, H. and Hatcher, R.D. Jr.
1982: Suspect terranes and accretionary history of the Appalachian orogen; Geology, v. 10, p. 530-536.

Woodsworth, G.J., Crawford, M.L., and Hollister, L.S.
1983: Metamorphism and structure of the Coast Plutonic Complex and adjacent belts, Prince Rupert and Terrace areas, British Columbia; Field Trip No. 14, Annual Meeting, Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada and Canadian Geophysical Union, 41 p.

Yongji, M.
1981: Luoguan Tillite of the Sinian System of China; in Earth's pre-Pleistocene Glacial Record, M.J. Hambrey and S.B. Harland (ed.), Cambridge University Press, Cambridge, p. 402-413.

Yorath, C.J. and Chase, R.L.
1981: Tectonic history of the Queen Charlotte Islands and adjacent areas - a model; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1717-1739.

Yorath, C.J. and Cook, D.G.
1981: Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography, northern interior plains, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 398.

Yorath, C.J. and Hyndman, R.D.
1983: Subsidence and thermal history of Queen Charlotte Basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 135-139.

Adresse des auteurs

H. Gabrielse
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

C.J. Yorath
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

Imprimé au Canada

Chapitre 19

MÉTALLOGÉNIE RÉGIONALE

Résumé

Partie A. MÉTALLOGÉNIE DU CRATON, DES TERRANES DE MARGE CONTINENTALE DÉPLACÉE, DES TERRANES PÉRICRATONIQUES ET DES TERRANES ACCRÉTÉS

- Introduction
- Miogéoclinal du protocontinent nord-américain
  - Socle nord-américain(?) : Complexe de Monashee - Gisements pré-accrétionnaires
  - Assemblage de Purcell-Wernecke - Gisements pré-accrétionnaires
    - Supergroupe de Purcell
    - Supergroupe de Wernecke
    - Succession de Muskwa Ranges
    - Assemblage de Mackenzie Mountains - Gisements pré-accrétionnaires
    - Supergroupe de Windermere - Gisements pré-accrétionnaires
    - Marge passive du Cambrien au Dévonien moyen - Gisements pré-accrétionnaires
      - Gisements de Zn-Pb dans des roches carbonatées
      - Gisements exhalatifs sédimentaires de Zn-Pb
      - Skarns et gisements de substitution post-accrétionnaires
  - Prisme de roches clastiques du Dévonien moyen-Mississippien
- Terranes de marge continentale déplacée
  - Terrane de Cassiar - Gisements pré-accrétionnaires et post-accrétionnaires
  - Terrane de l'Alaska arctique
  - Terrane de Nisling
- Terranes péricratoniques
  - Terrane de Kootenay
    - Sud-est de la Colombie-Britannique
  - Arc de Kootenay
  - Shuswap
    - Sous-terrane de Barkerville
    - Sous-terrane de Nisutlin
- Terranes accrétés
  - Superterrane intermontagneux
    - Terrane de Slide Mountain
    - Terrane de Dorsey
    - Quesnellie

Terrane de Cache Creek
Stikinie
Terranes de Bridge River, de Cadwallader et de Methow
Complexe plutonique côtier
Gisements pré-accrétionnaires(?)
Gisements de sulfures massifs dans les assemblages de recouvrement
Gisements associés au plutonisme accrétionnaire
Gisements post-accrétionnaires
Superterrane insulaire
Terrane d'Alexander
Wrangellie méridionale
Gisements pré-accrétionnaires
Gisements post-accrétionnaires
Wrangellie septentrionale
Terranes de Pacific Rim et de Crescent
Partie B. MODÈLES DE GÎTES MINÉRAUX
Métaux précieux (Au, Ag, éléments du groupe du platine)
Les types de gisements et leur répartition
Évolution tectonique et âge de la minéralisation aurifère
Gisements de sulfures massifs volcanogènes
Gisements porphyriques
Skarns minéralisés
Gisements exhalatifs sédimentaires
Conclusions
Références

Chapitre 19

MÉTALLOGÉNIE RÉGIONALE

K.M. Dawson, A. Panteleyev, A. Sutherland Brown et G.J. Woodsworth

RÉSUMÉ

La Cordillère canadienne est une région de grande diversité géologique et métallogénique. Les différents terranes qui la composent se distinguent les uns des autres par leur stratigraphie; à chacun sont associés des gîtes minéraux caractéristiques, dont les particularités tiennent à des différences fondamentales entre les terranes hôtes. Le miogéoclinal et les équivalents déplacés de la Cordillère orientale, de même que chacun des terranes constitutifs de l'assemblage accrétionnaire de la Cordillère occidentale, possèdent des caractéristiques lithotectoniques uniques qui se reflètent dans les types de gisements qu'ils contiennent.

Encaissés dans les couches sédimentaires stratifiés du miogéoclinal du protocontinent nord-américain, s'observent principalement des gisements stratiformes de Zn, Pb, Cu, Ba et Fe ainsi que des skarns à W, Zn, Pb, Mo et Sn. La présence de types de gisements analogues dans les terranes de marge continentale déplacée (Cassiar) ou déformée (Kootenay, Nisling) confirme l'existence d'un lien entre ces terranes et le craton.

La Stikinie et la Quesnellie, qui forment ensemble la majeure partie du superterrane intermontagneux, sont caractérisées par des roches de composition calco-alcaline et renferment une suite de gisements typiques d'un milieu d'arc volcanique: abondants gisements de Cu-Mo porphyriques, sulfures massifs volcanogènes à minéralisation de Cu-Zn, skarns à Cu-Au et gisements filoniens à Au-Ag. Par ailleurs, les terranes ophiolitiques de Cache Creek et de Slide Mountain du superterrane intermontagneux renferment des gisements dont la typologie témoigne distinctement de l'origine océanique des terranes. Sont observés entre autres des gisements magmatiques de Cu-Ni et volcanogènes de Cu-Zn, des gisements d'or filoniens mésothermaux, ainsi que des gisements d'amiante, de jade, de Cr et d'éléments du groupe du platine (EGP) associés à des plutons ultramafiques.

Le caractère d'arc volcanique qui prédomine dans les divers terranes du Domaine côtier se traduit dans la métallogénie par la présence de gisements volcanogènes de Cu-Zn et porphyriques de Cu-Mo, ainsi que de filons mésothermaux aurifères et épithermaux à minéralisation de Au-Ag-Sb-Hg. Les lithologies de la Wrangellie et du terrane d'Alexander (superterrane insulaire) représentent plusieurs milieux de dépôt, dont la variété se reflète dans les suites de gisements; on y trouve notamment des roches sédimentaires de plate-forme contenant des gisements stratiformes de gypse et de barytine; des roches volcaniques d'arc océanique à minéralisation volcanogène de Zn-Cu-Ag-Pb-Ba; des gisements porphyriques de Cu-Mo et des filons aurifères; des roches volcaniques de rift océanique à minéralisation volcanogène (Cu-Co-Ag-Mn) et magmatique (Ni-Cu-EGP); et des strates carbonatées contenant des skarns à Fe, Cu et Au.

Au-delà des relations fondamentales qui existent entre les types de croûte des terranes et des différences d'origine, de type et de répartition entre leurs gisements respectifs, les gisements peuvent être divisés en fonction de l'époque d'accrétion des terranes; c'est ainsi que l'on distingue les gisements pré-accrétionnaires, accrétionnaires et post-accrétionnaires. Les gisements pré-accrétionnaires, formés avant l'accolement du terrane hôte à d'autres terranes (réunion de terranes pour constituer un superterrane) ou avant l'accrétion du terrane hôte au craton nord-américain, peuvent avoir subi une redistribution ou un remaniement important sous l'action de processus métamorphiques, plutoniques et hydrothermaux. Une comparaison avec des exemples empruntés à l'Ouest des États-Unis, au Mexique et à l'Australie démontre non seulement que certains gisements syngénétiques pré-acrétionnaires sont exclusivement associés à certains types de croûte (p. ex. du chert manganésifère dans des terranes océaniques, et des sulfures massifs volcanogènes de type Kuroko dans des arcs insulaires calco-alcalins), mais encore que certains gisements formés pendant et après l'accrétion (gisements accrétionnaires et post-accrétionnaires), sans égard à leur âge, sont en corrélation étroite avec la lithologie de la roche hôte ou du socle.

Dawson, K. M., Panteleyev, A., Sutherland Brown, A. et Woodsworth, G. J.
1991: Métallogénie régionale; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 19, rév. par H. Gabrielse et C.J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada n° 4; (aussi The geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America)

PARTIE A. MÉTALLOGÉNIE DU CRATON, DES TERRANES DE MARGE CONTINENTALE DÉPLACÉE, DES TERRANES PÉRICRATONIQUES ET DES TERRANES ACCRÉTÉS

Introduction

Région intensément minéralisée, la Cordillère canadienne renferme une grande variété de gisements de métaux, de minéraux non métalliques et de combustibles fossiles. L'exploitation des ressources minérales a commencé par le charbon en 1835, suivi de l'or filonien en 1851, puis de placers aurifères en 1857. Actuellement, la production annuelle de minéraux et de combustibles fossiles se chiffre à 3,5 milliards de dollars.

La première description complète de la métallogénie cordillérienne a été faite par Sutherland Brown et al. (1971). À cette époque, à la veille de la révolution scientifique qu'allait bientôt provoquer la théorie de la tectonique des plaques, les gisements de la Cordillère étaient simplement décrits en fonction des notions de géosynclinal et de miogéoclinal, en dehors de toute synthèse tectonique élaborée. À l'exception de Ney (1966), plus personne n'a utilisé des reconstitutions fondées sur la notion de géosynclinal, comme celle qui a été envisagée en Union soviétique et popularisée par Bilibin (1955). Les interprétations métallogéniques admettant des évolutions tectoniques verticales, comme celles proposées en Union soviétique, ont été appliquées avec beaucoup de succès à d'autres régions, notamment aux Appalaches canadiennes (McCartney et Potter, 1962; McCartney, 1965).

L'adoption générale de la théorie de la tectonique des plaques a donné lieu, au début des années 70, à une prolifération d'études cherchant à mettre en relation la métallogénie avec la tectonique des plaques (Guild, 1971; Pereira et Dixon, 1971; Sawkins, 1972; Strong, 1976; Mitchell et Garson, 1976). La métallogénie de la Cordillère canadienne n'a pas échappé à ce courant de pensée (Wolfhard et Ney, 1976; Sinclair et al., 1978; Tempelman-Kluit, 1981). La tectonique des plaques et la métallogénie sont inextricablement liées, bien que la première ne se soit pas révélée la panacée espérée pour suppléer à toutes les insuffisances des premières analyses métallogéniques (Sangster, 1979). Néanmoins, l'analyse des terranes dans le contexte de la tectonique des plaques fournit un cadre solide à l'étude des gîtes minéraux (Sawkins, 1972, 1984). Dans le présent chapitre, la métallogenèse est considérée implicitement à l'intérieur de ce cadre, où les processus tectoniques sont exprimés comme des phénomènes ayant eu lieu avant, pendant ou après l'accrétion.

Actuellement, plus de 10 400 indices minéralisés de la Colombie-Britannique sont documentés dans un fichier-inventaire des minéraux (MINFILE); 1 367 autres gisements du Yukon figurent dans l'édition de 1987 du répertoire Canmindex. Au moins 1 400 de ces gîtes minéraux, dont la position géographique est indiquée sur la carte 1513A de la CGC (Dawson, 1984), ont une certaine importance économique. De toute évidence, leur distribution n'est pas aléatoire; il apparaît d'emblée que certains types de gisements et de métaux se concentrent plus favorablement dans certains domaines géomorphologiques, terranes et intervalles d'âges de la roche hôte (Sutherland Brown et al., 1971; fig. 19-1, en pochette). Une carte de répartition des gisements (fig. 19-2) révèle que la plus grande partie de la Cordillère occidentale est abondamment minéralisée. Il est évident que le sud a été plus intensément exploré que le nord et, par conséquent, qu'il possède un plus grand nombre de gisements connus. L'abondance de gisements est inférieure à la moyenne dans le Domaine de l'avant-pays, la zone axiale métamorphique du Domaine côtier, les roches volcaniques continentales les plus récentes (surtout les basaltes de plateau du Domaine intermontagneux) et les bassins de roches clastiques datant de l'intervalle du Mésozoïque au Cénozoïque précoce. Ces régions sont cependant très bien pourvues en gisements houillers (chapitre 20).

Les analyses de la distribution de fréquence des gisements (fig. 19-3) révèle ce qui suit: 1) la proportion d'un type de gisement donné diffère considérablement d'un do-

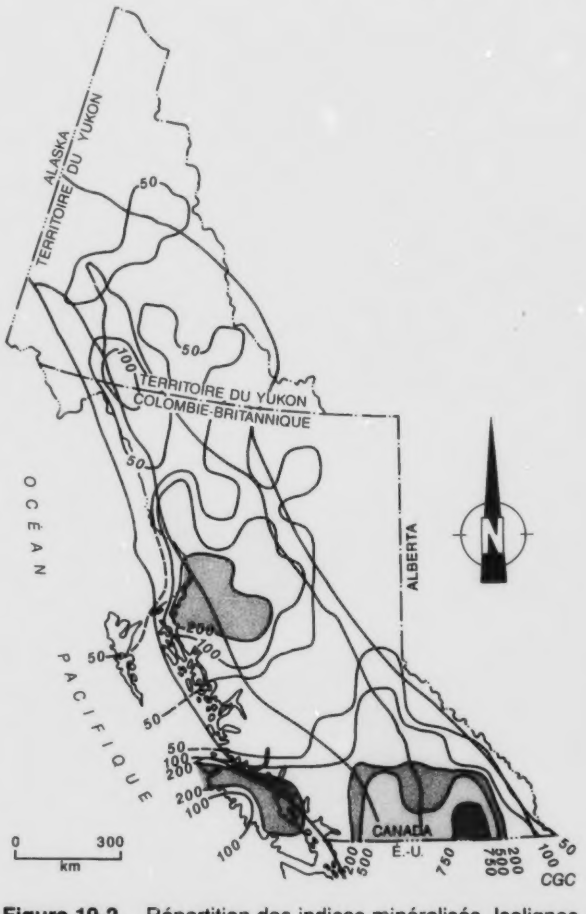


Figure 19-2. Répartition des indices minéralisés. Isolignes du nombre d'indices répertoriés dans chacune des régions cartographiques couvrant deux degrés de longitude sur un degré de latitude à l'échelle de 1/250 000.

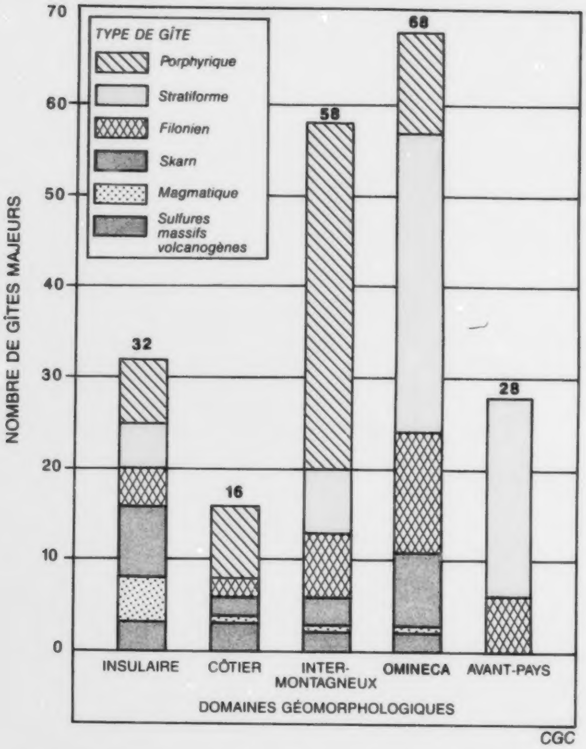


Figure 19-3. Répartition des types de gîtes par domaine géomorphologique. Les données sur les gîtes de dimensions moyenne et grande sont tirées de Dawson (1984), Commission géologique du Canada, carte1513A.

maine tectonique à l'autre; 2) à l'intérieur d'un même domaine, les gisements métallifères ne sont pas uniformément répartis et la plupart se trouvent à proximité de la bordure des domaines; 3) la plus grande diversité d'indices minéralisés s'observe dans le Domaine d'Omineca. Les métaux caractéristiques (Sinclair et al., 1978) des divers domaines sont, d'ouest en est, Cu et Au dans le Domaine insulaire, Au dans le Domaine côtier, Mo et Cu dans le Domaine intermontagneux, Pb, Ag, Zn et Au dans le Domaine d'Omineca, ainsi que Pb, Zn, Ag, W et Ba dans le Domaine de l'avant-pays.

Une zonation s'observe également parmi les types génétiques de gisements; c'est notamment le cas des gîtes majeurs représentés à la figure 19-3, et c'est ce que montre Sutherland Brown (1976b). Chaque domaine tectonique possède un ou plusieurs types dominants de gîtes. Ainsi, les gîtes porphyriques prédominent dans le Domaine intermontagneux, les skarns dans les domaines insulaire et d'Omineca, et les gisements stratiformes dans les domaines d'Omineca et de l'avant-pays. En outre, les skarns présentent des zonations métalliques spécifiques dans chacun des domaines; ils sont à Fe, Fe-Cu et Cu dans le Domaine insulaire, à Cu, Cu-Fe et Au dans le Domaine intermontagneux, et à W, Mo, Cu et, dans une moindre mesure, Sn dans le Domaine d'Omineca (Tempelman-Kluit, 1981).

Quand on considère l'âge de la roche hôte d'où le minerai a été extrait, on constate que certaines lithologies et périodes sont davantage propices aux processus minéralisateurs. Les diagrammes de distribution de la production de minerai en fonction de l'âge des roches hôtes (fig. 19-4) montrent les roches intrusives comme les plus productives en raison de leurs gros gisements porphyriques à faible teneur en Cu-Mo pouvant se prêter à l'emploi de techniques d'abattage en masse. Lorsque l'on tient compte des autres gisements possédant des valeurs unitaires à peu près équivalentes par tonne extraite, les lithologies hôtes les plus propices à une minéralisation sont les roches volcaniques du Trias et du Jurassique. Les roches du Protérozoïque semblent productives, mais le gros de la production appartient à l'énorme gisement de Pb-Zn de la mine Sullivan. Les lithologies du Paléozoïque, du Crétacé et du Cénozoïque, de même que les roches intrusives contenant des gisements autres que porphyriques ont été jusqu'ici modérément productives. Les roches sédimentaires du Jurassique et des périodes suivantes ne l'ont pas été du tout.

Dans le présent chapitre, la métallogénie est traitée en deux parties. La partie A met l'accent sur la relation entre gîtes minéraux et terranes; dans les cas où c'est possible, elle indique si les gisements se sont formés avant, pendant ou après l'accrétion. La partie B porte sur la typologie des gisements.

Les gisements de la Cordillère canadienne dont il est question ici sont classés d'abord selon leur terrane hôte, ensuite d'après leur position chronologique par rapport à l'accrétion. Le premier critère de classification situe les gisements dans leur contexte lithotectonique et le second juxtapose divers gisements dont les interrelations auraient pu autrement passer inaperçues.

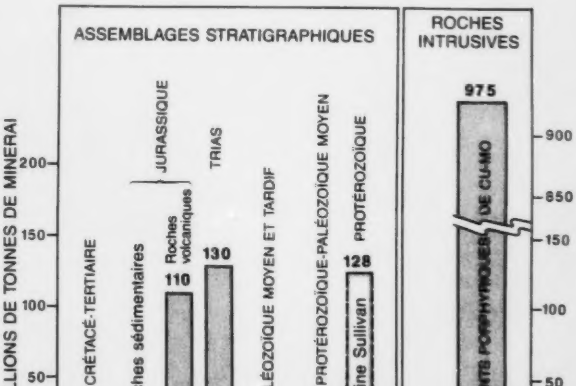


Figure 19-4. Quantité de minerai (en tonnes) extrait de diverses unités chronostratigraphiques et roches intrusives. (Modifié de McKechnie, 1966)

Miogéoclinal du protocontinent nord-américain

Socle nord-américain (?) : Complexe de Monashee - Gisements pré-accrétionnaires

Le Complexe de Monashee (fig. 19-1, en pochette), qui fait partie du Complexe métamorphique de Shuswap dans le sud-est de la Colombie-Britannique, se compose d'un noyau de paragneiss daté de 2,8 et 2,2 Ga, recoupé par des plutons granitoïdes de 2,1 et 1,96 Ga, et recouvert de paragneiss hétérogènes recoupés à leur tour par une syénite de 750 ou 770 Ma (Okulitch, 1984; Parrish, chapitre 4). La séquence supérieure de paragneiss renferme plusieurs prospects stratoïdes de Zn-Pb, qui représentent des réserves de minerai variant de moins d'un million à 6,5 millions de tonnes. Les prospects de Cottonbelt, River Jordan, Ruddock Creek, Colby et Big Ledge contiennent en moyenne 10% de Zn + Pb sous forme de lits de sulfures minces et étendus, qui ont été plissés et métamorphisés en même temps que la roche hôte, qui est principalement calcareuse et schisteuse (Høy, 1982b; Fyles, 1970).

La plupart des prospects de Zn-Pb du Complexe de Monashee ont été classifiées par Sangster (1986) comme des «gisements exhalatifs encaissés dans des roches sédimentaires» (qui seront appellés ici, pour plus de commodité, «gisements exhalatifs sédimentaires»). C'est également le cas de plusieurs mines importantes anciennement ou actuellement en production contenues dans des successions semblables de carbonates et de quartzites calcareux d'eau peu profonde, dans les régions de l'arc de Kootenay et de l'anticlinorium de Purcell, qui bordent le Complexe de Monashee à l'est et au sud-est. Bien qu'il soit possible d'établir une corrélation entre les paragneiss de Monashee et les roches de l'arc de Kootenay du Paléozoïque ou les supergroupes de Windermere et de Purcell du Protérozoïque (Okulitch, 1984), les indices recueillis demeurent insuffisants pour le confirmer. De même, les paragneiss de Monashee et leurs gisements stratoïdes de Zn-Pb pourraient être corrélés avec des roches possiblement équivalentes et des gisements exhalatifs sédimentaires à l'est, mais cette relation demeure incertaine.

Un gneiss de syénite à néphéline et localement une carbonatite associée forment des couches concordantes dans le paragneiss de couverture du Complexe de Monashee, au dôme de Frenchman Cap. Une ancienne mine de molybdène, dont la production en 1970-1974 a atteint environ 190 000 tonnes de minerai à 1,82 % de Mo, est associée à des phénomènes de différenciation aplitique et pegmatitique du gneiss de syénite à néphéline, au mont Copeland (McMillan, 1973). De petites quantités de pyrochlore et de columbo-tantalite sont contenues dans des carbonatites associées au gneiss de syénite (Høy et Pell, 1986; McMillan, 1973).

L'étroite association des gisements de Mo, de Nb-Ta et peut-être de Zn-Pb avec les intrusions alcalines datées de 773 Ma par Okulitch et al. (1981) appuie l'hypothèse d'un lien génétique entre ces gisements et un épisode de rifting de grande étendue qui s'est produit au début de la période de sédimentation du Supergroupe de Windermere dans la Cordillère septentrionale (Armstrong et al., 1982; Jefferson et Parrish, 1989) et le long de la marge active de l'Amérique du Nord occidentale (Eisbacher, 1981). La minéralisation du Complexe de Monashee est interprétée comme étant associée au rifting et serait donc antérieure à l'accrétion. On présume qu'elle a eu lieu en même temps que ce segment du socle cristallin précambrien et sa couverture sédimentaire protérozoïque se sont séparés de la marge du craton nord-américain, à l'époque du dépôt du Supergroupe de Windermere.

Assemblage de Purcell-Wernecke - Gisements pré-accrétionnaires

Supergroupe de Purcell

Dans sa localité type du sud-est de la Colombie-Britannique, le Supergroupe de Purcell (Protérozoïque moyen) renferme une séquence sédimentaire interprétée principalement comme une séquence de marge passive (?), formée de roches clastiques de bassin à grain fin et atteignant au moins 11 km d'épaisseur (Reesor, 1958; McMechan, 1980, 1981) à l'ouest. Ces strates s'amincissent vers l'est, passant à des sédiments de plate-forme, et sont recouvertes de roches de milieux marin peu profond et non marin (Aitken et McMechan, chapitre 5). Monger et al. (1972) ont attribué la formation de la marge continentale et le dépôt ultérieur d'un prisme progradant de sédiments de la séquence de Purcell-Belt à un épisode de rifting majeur qui a eu lieu pendant le Protérozoïque moyen.

Dans les parties inférieure et intermédiaire de la Formation d'Aldridge du Protérozoïque moyen, les changements de faciès, le dépôt de turbidites, l'épaississement sédimentaire local et l'accumulation de conglomérats intraformationnels ont été attribués par Høy (1982a) à des failles synsédimentaires associées au rifting. La relation spatiale entre le dépôt des sulfures et l'altération en tourmaline indique que les principales failles de direction nord-est et les structures associées ont servi de conduits à la formation des gisements exhalatifs sédimentaires de Pb-Zn-Ag des gisements de Sullivan, North Star et Kootenay King (Høy, 1982b; Hamilton et al., 1982; fig. 19-1A, en pochette).

La mine Sullivan, un des gisements de métaux de base les plus importants au monde, a produit plus de 112 millions de tonnes de minerai et contient des réserves d'environ 50 millions de tonnes à 10,1% de Zn, 4,9% de Pb et 37g/t d'Ag. Encaissé de manière concordante à l'intérieur d'une séquence de siltstone, dans un sous-bassin tectonique situé près du sommet de la partie inférieure de la Formation d'Aldridge, le corps minéralisé de 2 000 m sur 1 600 m est principalement constitué d'une lentille synsédimentaire de sulfures massifs riche en pyrrhotine, mesurant jusqu'à 100 m d'épaisseur dans sa partie occidentale. Il passe vers le haut et latéralement vers l'est à des laminations de pyrrhotine-sphalérite-galène, et distalement à des lits de sulfures et de silicoclastites délicatement interstratifiés. L'éponte inférieure du corps minéralisé, formée de conglomérats intraformationnels et, dans une moindre proportion, de siltstone, de wacke et de sulfures stratifiés, est recoupé par des brèches discordantes et des veines de sulfures et largement altérée à l'ouest en une zone de tourmaline en forme d'entonnoir. Cette zone est interprétée comme un assemblage d'altération antérieur à la minéralisation, centré sur les conduits hydrothermaux. L'éponte inférieure présente localement des zones discordantes d'albitisation, de chloritisation, de pyritisation et de carbonatation, et l'éponte supérieure une zone d'altération analogue étendue, qui est postérieure à la minéralisation et indique une variation progressive de la

composition des fluides hydrothermaux exhalatifs, qui d'une phase initiale à haute teneur en B, Fe et Mg, est passée à une phase riche en Fe, Zn et Pb, puis à une autre phase tardive riche en Na (Hamilton et al., 1982, 1983).

Dans le chaînon Clarke, dans le sud-est de la Colombie-Britannique et le sud-ouest de l'Alberta, les roches principalement clastiques des formations d'Appekuny, de Grinnell et de la partie inférieure de la Formation de Siyeh, toutes situées dans la partie inférieure du Supergroupe de Purcell, contiennent de nombreux mais petits indices stratoïdes de Cu (Ag) et, moins fréquemment, de Zn-Pb (Cu) (fig. 19-1A, en pochette). Les indices de sulfures de cuivre sont surtout abondants dans la Formation de Grinnell, équivalent stratigraphique de la Formation de Revett dans le Montana (Price, 1964), qui renferme l'important gisement de Cu (Ag) de Spar Lake (Harrison, 1972). Des disséminations erratiques de chalcocite, de bornite et d'autres sulfures de cuivre moins fréquents, généralement associées à des membres d'arénite quartzitique blanche relativement perméables dans une séquence où prédomine de l'argilite rouge, représentent selon Kirkham (1974) une minéralisation diagénétique tardive de couches éoliennes dans une séquence de sebkha. Collins et Smith (1977) ont cependant attribué ces disséminations à des conditions cycliques d'oxydoréduction causées par le passage, sur de courtes périodes, à des milieux lacustres à fluviaux. Morton et al. (1974) ont attribué l'origine des fluides métallifères à une activité exhalative contrôlée par des failles. Un enrichissement local des minéralisations stratoïdes en Cu (Ag) a été attribué à des filons-couches de diorite contemporains des Laves de Purcell et à une activité hydrothermale à proximité de failles normales (Morton et al., 1974).

Au mont Cap, dans le sud des monts Franklin (Territoires du Nord-Ouest), Aitken et al. (1973) ont observé de vastes occurrences de sulfures de cuivre et de malachite à faible teneur dans une séquence d'eau peu profonde du Protérozoïque moyen à prédominance clastique, et ont noté leur ressemblance avec des occurrences de Cu stratoïdes dans le Supergroupe de Belt (Montana). La succession de Cap Mountain ne présente aucune parenté lithologique avec les strates voisines du Supergroupe de Mackenzie Mountains (voir le chapitre 5), mais elle peut être corrélée lithostratigraphiquement avec la succession de Hornby Bay-Dismal Lakes de l'homoclinal de Coppermine (Meijer Drees, 1975); chronologiquement, elle est corrélative des clastites plus anciennes du Supergroupe de Purcell de la Cordillère méridionale (Aitken et McMechan; chapitre 5). Le milieu de dépôt de type aulacogène proposé pour le bassin de Hornby (Kerans et al., 1981; Dewey et Burke, 1973), dans lequel un rift allongé s'ouvre vers l'ouest sur la marge continentale, est analogue à celui du rentrant de Purcell (à contrôle structural) dont Aitken et McMechan admettent l'existence sur la marge continentale (chapitre 5). La nette similitude des occurrences cuprifères de ces deux séquences protérozoïques très éloignées l'une de l'autre, mais tectoniquement semblables, étaye la thèse d'une origine exhalative commune liée à un rift.

Supergroupe de Wernecke

Le Supergroupe de Wernecke (Protérozoïque moyen) des monts Wernecke et Ogilvie, dans le nord du Yukon, atteint au moins 14 km d'épaisseur et est formé principalement de roches clastiques terrigènes à grain fin qui passent vers le haut à des strates carbonatées (Delaney, 1978, 1981). Il a été corrélé grossièrement avec le Supergroupe de Purcell (Young et al., 1979); il remonterait à plus de 1,2 Ga selon des datations radiométriques effectuées par Archer et Schmidt (1978) et Archer et al. (1986) sur des pipes bréchiques qui le recoupent transversalement. L'hypothèse de Bell (1982) selon laquelle le Supergroupe de Wernecke pourrait être un terrane déplacé composé de sédiments de marge continentale ayant subi un déplacement dextre au Protérozoïque tardif (Windermere) a été reprise par Aitken et McMechan (chapitre 5), qui le considèrent comme la partie distale du prisme miogéoclinal de Hornby Bay-Dismal Lakes.

Les plus importants gisements contenus dans les roches du Supergroupe de Wernecke (fig. 19-1A, en pochette) sont une quarantaine d'indices d'uranium, principalement de la brannérite [(U, Ca, Fe)$_3$Ti$_5$O$_{16}$], accompagnés de plusieurs associations de minéraux de Cu, Fe, U, Ba, Co et Au. Ils forment des zones filoniennes étroites et discontinues en périphérie de corps bréchiques monolithiques et hétérolithiques de dimensions métriques à kilométriques, qui recoupent fréquemment les parties inférieures de la séquence sédimentaire (Archer et Schmidt, 1978; Bell, 1978, 1982). Il existe aussi des gisements secondaires composés de sulfures de Pb et Zn logés dans les matrices carbonatées des brèches qui recoupent la dolomie de la partie supérieure du Supergroupe de Wernecke, dans l'ouest des monts Ogilvie (Abbott, 1987). Les mécanismes qui pourraient être à l'origine de la formation de ces brèches sont le mouvement le long de plans de failles, l'hydrothermalisme, la vaporisation brutale et la dissolution d'évaporites (donnant des brèches d'effondrement par dissolution) (Delaney, 1981; Bell, 1982). Dans ce dernier cas, il pourrait s'être produit une intrusion diapirique des évaporites et un effondrement subséquent (Bell, 1989) semblables à ceux que l'on attribue aux brèches contenant principalement des gisements de Cu et Fe dans le géosynclinal d'Adélaide (Protérozoïque tardif), dans le sud de l'Australie (Dalgarno et Johnson, 1968). Un lien pourrait également être fait avec l'important gisement bréchique de Fe-Cu-U-Au d'Olympic Dam, adjacent au géosynclinal d'Adélaide. Cependant, la relation spatiale entre les brèches et les failles, linéaments et dykes mafiques majeurs, ainsi que le caractère mésothermal des associations de métaux et de minéraux d'altération (p. ex. feldspaths sodiques et potassiques, hématite-magnétite, silice, chlorite et carbonates) appuient l'hypothèse d'une origine liée à une circulation profonde des fluides hydrothermaux, peut-être même dans le socle. Aussi, une minéralisation en U antérieure au déplacement est-elle proposée; elle serait liée à un rifting synsédimentaire datant d'environ 1,2 Ga, antérieur au déplacement dextre du Supergroupe de Wernecke à l'époque du dépôt du Supergroupe de Windermere. La remobilisation locale de l'uranium au sein des indices a eu lieu pendant un stade de déformation ultérieur.

Le gisement de sulfures massifs de Hart River, contenu dans une argilite noire à 50 m au-dessous de coulées de basalte en coussins, est également situé près du sommet du Supergroupe de Wernecke mais n'est peut-être pas associé à des brèches (Abbott, 1987). Il contient des réserves prouvées de 525 000 tonnes à 3,6 % de Zn, 1,45 % de Cu, 0,9 % de Pb, 46g/t d'Ag et 1,3g/t de Au (Morin, 1978).

Les gisements de Hart River (1,24-1,28 Ga; Morin, 1978) et Sullivan (1,43 Ga; LeCouteur, 1979) sont le résultat d'une activité exhalative du Protérozoïque moyen dans des faciès sédimentaires distaux, probablement associée à la formation de failles (Aitken et McMechan, chapitre 5; Høy, 1982a).

Succession de Muskwa Ranges

Dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, la succession de Muskwa Ranges comprend à sa base une séquence de plate-forme constituée de quartzite et de roches carbonatées de 3,5 km d'épaisseur, surmontée d'une séquence de shale flyschoïde de 2,5 km d'épaisseur. Elle a été provisoirement corrélée avec le Supergroupe de Purcell (Belt) (Bell, 1968; Aitken et McMechan, chapitre 5). D'importants gisements filoniens de cuivre sont encaissés dans des roches clastiques et carbonatées impures de bassin des formations d'Aida et de Gataga, dans la partie supérieure de l'Assemblage de Muskwa, dans la région des rivières Racing et Gataga (Taylor et Stott, 1973).

Douze gisements filoniens à chalcopyrite, pyrite, quartz et ankérite ont été découverts dans la région des rivières Racing et Gataga, mais seul celui de la mine Magnum de la Churchill Copper Corp. Ltd. (fig. 19-1A, en pochette) a été exploité (490 000 t à environ 3,3 % de Cu extraites entre 1971 et 1974). Le système de veines à pendage abrupt de la mine Magnum s'étend sur une zone de 100 m de largeur en direction du nord-est, perpendiculairement aux axes des plis déversés de la Formation d'Aida. Il est recoupé d'un essaim de filons-couches et de dykes de diabase postérieurs à la minéralisation. Au-dessus, le conglomérat basal du Cambrien contient des clastes de matériaux filoniens minéralisés et de diabase (Preto et Tidsbury, 1971; V.A Preto, communication personnelle, 1984; Carr, 1971).

L'essaim de dykes de diabase d'orientation nord-est recoupe des plis formés dans les strates de Muskwa, mais aucun dyke de diabase ne semble traverser le Supergroupe de Windermere à l'ouest de la région. L'intrusion des dykes et la minéralisation auraient donc eu lieu avant le dépôt du Supergroupe de Windermere, sinon pendant ou après la sédimentation du Supergroupe de Purcell (Belt).

Assemblage de Mackenzie Mountains - Gisements pré-accrétionnaires

Une vaste succession de plate-forme péricratonique composée d'au moins 4 000 m de quartzite, de shale et de roches carbonatées partiellement stromatolitiques, représentant principalement un milieu d'eau peu profonde (Aitken et al., 1978a; Gabrielse et al., 1973), s'est déposée dans la région des monts Mackenzie, approximativement dans l'intervalle de 1,2 à 0,8 Ga. Le Supergroupe de Mackenzie Mountains, tel que défini par Jefferson (1978) et Young et al. (1979), incluait les formations de Redstone River et de Coppercap de l'Assemblage de Rapitan, qui correspondent au «cycle cuprifère» d'Aitken (1981) ou au «Groupe de Coates Lake» de Jefferson et Ruelle (1986). Selon la définition actuelle d'Aitken (1981), ce supergroupe ne comprend que quatre unités sous-jacentes discordantes, qui sont, de bas en haut, l'unité H_1, la Formation de Tsetzotene, le Groupe de Katherine et le Groupe de Little Dal; son âge est circonscrit par deux datations sur zircon, l'une de 1 100-1 175 Ma dans le cas du socle, l'autre de 778 Ma dans celui de la diorite recoupant le Groupe de Little Dal (Jefferson et Parrish, 1989). Aucune roche protérozoïque de cet âge n'a été relevée dans le centre et le sud de la Cordillère canadienne, mais Young (1977) et Aitken et al. (1978b) ont établi une corrélation entre les formations inférieures du Supergroupe de Mackenzie Mountains et le Groupe de Rae de l'homoclinal de Coppermine (Territoires du Nord-Ouest).

Les gisements les plus importants découverts dans le Supergroupe de Mackenzie Mountains sont des dépôts de Zn-Pb contenus dans des roches carbonatées (gisements de type «Mississippi Valley»); ils s'observent dans la région de la rivière Gayna (fig. 19-1A, en pochette), qui compte quelque 18 gîtes et plus d'une centaine d'indices. Certains gîtes contiennent plus d'un million de tonnes de minerai dont la teneur combinée en Zn et Pb peut atteindre 10 %. Les ressources potentielles de l'ensemble du camp minier ont été estimées à plus de 50 millions de tonnes à teneur en Zn + Pb dépassant 5 % (Hewton, 1982).

La plupart des gisements de la région de la rivière Gayna sont encaissés dans un membre dolomitique de la formation de Grainstone, dans la partie inférieure du Groupe de Little Dal (Aitken, 1981). Ils se présentent soit sous forme de disséminations de sphalérite jaune et, accessoirement, de galène dans la matrice et les clastes de brèches de glissement synsédimentaire (formées sur les flancs de gros récifs stromatolitiques), soit sous forme de remplissages dans la matrice de brèches secondaires d'effondrement par dissolution et de brèches de failles; dans ce dernier cas, ils renferment des concentrations généralement plus riches en sphalérite foncée, dolomie et calcite asparitiques vec des quantités moindres de galène, de pyrite et de barytine (Hewton, 1982; Hardy, 1979). Un épisode de rifting majeur, indiqué par la présence de nombreuses failles synsédimentaires (Eisbacher, 1981; Jefferson et Parrish, 1989), pourrait s'être amorcé au cours de la sédimentation de la partie supérieure du Groupe de Little Dal. Par conséquent, les récifs et les brèches sédimentaires ayant contrôlé la minéralisation de la partie inférieure du Groupe de Little Dal, dans la région de la rivière Gayna, pourraient s'être formés suite au développement de failles synsédimentaires à un stade précoce de cet épisode de rifting. L'orientation des faciès mise en évidence par Aitken (1981, fig. 3-14) est parallèle aux dykes et aux failles normales.

Des sulfures de cuivre disséminés sont présents en faible abondance dans plusieurs autres unités du Supergroupe de Mackenzie Mountains: aux contacts de l'unité H_1 avec la Formation de Tsetzotene, dans des unités carbonatées du Groupe de Katherine, et aux contacts inférieur et supérieur de la formation de Gypse du Groupe de Little Dal (Jefferson, 1978). Plusieurs gîtes et indices de Zn-Pb et d'Ag-Pb-Zn dans des roches carbonatées ont été découverts dans des unités de dolomie du Groupe de Pinguicula, qui est un équivalent possible dans les monts Wernecke.

Supergroupe de Windermere - Gisements pré-accrétionnaires

Les roches principalement clastiques du Supergroupe de Windermere (Protérozoïque supérieur), qui affleurent presque sans interruption de l'Alaska à la Californie en passant par le Yukon et la Colombie-Britannique

(fig. 19-1A, en pochette), contiennent des roches sédimentaires témoignant d'un épisode de rifting majeur le long de la marge continentale ouest de l'Amérique du Nord (Stewart, 1972; Eisbacher, 1981; Young, 1982; Gabrielse et Campbell, chapitre 6). Les unités les plus basses et les plus à l'est, qui constituent l'Assemblage de Rapitan, reflètent bien ce milieu de rifting; ils présentent des changements rapides de faciès et d'épaisseur ainsi qu'une suite d'intrusions et d'extrusions ignées associées à un rift, dont les âges radiométriques gravitent autour de 770 Ma. De la diamictite, en partie glaciogénique, s'observe à plusieurs endroits et niveaux stratigraphiques, en particulier dans deux horizons bien définis dans l'est des monts Mackenzie, dont l'un renferme également une formation de fer à jaspilite et hématite.

La partie inférieure du Supergroupe de Windermere est caractérisée par une épaisse séquence monotone de grès à granules feldspathique, qui passe vers le haut et vers l'ouest à des strates riches en carbonates, lithologiquement plus variées, représentant un prisme progradant le long de la marge divergente du craton (Gabrielse et Campbell, chapitre 6). Deux cycles de strates principalement clastiques ont été relevés par Pell et Simony (1987) dans le centre sud de la Colombie-Britannique; Eisbacher (1985) a, quant à lui, identifié trois grands cycles à séquence négative dans les monts Mackenzie. Dans l'ensemble de la Cordillère orientale, un contact discordant sépare le Supergroupe de Windermere d'un grès sus-jacent du Cambrien inférieur, ce qui suggère un âge minimal d'environ 570 Ma.

D'importants gisements stratoïdes de cuivre sont encaissés dans des roches du Groupe de Coates Lake, lequel consiste en un assemblage de rift discordant; il s'est déposé principalement dans six rentrants synsédimentaires contrôlés par des failles et se répartit le long d'une zone curviligne de 300 km de longueur marquant la limite orientale des strates du Protérozoïque supérieur dans les monts Mackenzie (Jefferson et Ruelle, 1986).

Le basalte sommital du groupe de Little Dal correspond au début d'un important régime tectonique en extension. Il est surmonté en discordance de basaltes, de conglomérats et d'arénites qui passent vers le haut à des strates clastiques et carbonatées, puis à des évaporites, des conglomérats carbonatés et des mudstones rouges de la Formation de Redstone River (Gabrielse et al., 1973). Ces unités restreintes marquent un soulèvement local antérieur à une subsidence causée par le mouvement de failles synsédimentaires en bordure du bassin de Windermere (Eisbacher, 1985). Une unité transitionnelle de mudstones évaporitiques et de laminites algaires, située entre des couches rouges sous-jacentes et des calcaires turbiditiques de bassin de la Formation de Coppercap (Gabrielse et al., 1973), comporte jusqu'à huit séquences répétitives de sebkha (fig. 19-1A, en pochette) au lac Coates. Ces dernières renferment des sulfures de Cu et Fe et, secondairement, de Pb et Zn disséminés dans des couches de calcaire algaire (Jefferson et Ruelle, 1986). La couche cuprifère la plus basse de cette unité transitionnelle, la seule dont les teneurs se rapprochent d'un niveau jugé d'intérêt économique, a en moyenne un mètre d'épaisseur et contient 37 millions de tonnes à 3,92 % de Cu et 11,3 gt d'Ag, sur une superficie d'environ 12 km² (Ruelle, 1982). Vers le nord-est, les couches minéralisées migrent vers le sommet de l'unité transitionnelle et sont systématiquement appauvries en Cu et enrichies en Fe, Pb et Zn (Jefferson et Ruelle, 1986).

Plusieurs chercheurs se sont intéressés à l'origine des gisements stratoïdes de cuivre du lac Coates, et leurs travaux ont été résumés par Jefferson et Ruelle (1986). La relation entre la séquence cuprifère et la formation de failles dans un régime en extension a d'abord été proposée par Coates (1964), puis développée par Eisbacher (1977, 1981, 1985), qui a établi un lien entre les lithofaciès et les failles de directions nord et nord-est. Le milieu de dépôt a finalement été associé à des failles de transtension par Jefferson et Ruelle (1986). Coates (1964), Kirkham (1973), Jefferson (1978, 1983), Ruelle (1982) ainsi que Brown et Chartrand (1983) ont suggéré un lien entre les gisements cuprifères et la tectonique en extension, en proposant comme source probable du cuivre les basaltes du Groupe de Little Dal, qui sont associés au rifting. Helmstaedt et al. (1979) ont pour leur part avancé l'idée d'une ascension de fluides hydrothermaux cuprifères par des failles de distension. La plupart des chercheurs admettent la thèse d'un transport du cuivre par des solutions hydrothermales ascendantes, riches en chlorures et oxydées, qui auraient déposé des minéraux à haute teneur en Cu antérieurement à d'autres riches en Fe ou en Pb-Zn, par réduction locale dans des couches carbonatées algaires. Brown (1978), Chartrand (1981) et Jefferson (1983) ont appuyé l'hypothèse d'une minéralisation diagénétique ultérieure. L'âge maximal de la minéralisation en cuivre du lac Coates correspond au début de l'épisode de rifting majeur daté de 778 Ma par Jefferson et Parrish (1989), tandis que l'âge minimal coïncide avec le dépôt du conglomérat sus-jacent et discordant de la Formation de Sayunei, dans lequel ont été observés des clastes minéralisés en cuivre de la Formation de Redstone River (Helmstaedt et al., 1979).

L'un des plus importants gisements de fer à hématite et jaspilite en Amérique du Nord ainsi que de nombreuses formations de fer d'étendue régionale logent dans des roches clastiques glaciogéniques du Groupe de Rapitan, dans les monts Mackenzie. Le faciès prédominant de la Formation de Sayunei, un siltstone «proglaciaire» de 700 m d'épaisseur, est recouvert d'un complexe de diamictites de «marge glaciaire» de 500 m d'épaisseur, qui fait partie de la Formation de Shezal (Eisbacher, 1985). Le sommet de la Formation de Sayunei, dans le chaînon Thundercloud et près de la rivière Mountain, de même que la base de la Formation de Shezal, à proximité de la rivière Snake dans le sud et le nord des monts Mackenzie, renferment une vaste formation de fer à hématite et jaspilite (Yeo, 1981, 1986). Cette dernière a été corrélée par Young (1982) ainsi que par Payne et Allison (1981) avec une formation de fer laminée à hématite et jaspe, contenue dans des siltstones et des diamictites de la partie supérieure du Groupe de Tindir qui se trouvent près de la rivière Tatonduk dans l'est de l'Alaska.

Le gisement de fer de Crest à Snake River (fig. 19-1A, en pochette) contient, dans sa partie centrale la plus riche, 5,6 milliards de tonnes de formation de fer dont la teneur moyenne se situe à 47,2 % de Fe (Stuart, 1963); quant aux ressources régionales, elles sont évaluées à plus de 18,6-milliards de tonnes (Yeo, 1986). La zone principale, épaisse d'environ 150 m et située à 150 m au-dessus de la base de la Formation de Shezal, comprend plus de 10 sous-zones riches en Fe pouvant atteindre 24 m d'épaisseur et composées de jaspe rubané à hématite, de jaspe noduleux à

hématite et de chert laminé à hématite de couleur marron, qui sont interdigitées avec des siltstones et des mixtites (Yeo, 1986). Selon Gross (1965), l'hématite et la silice ont été déposées sous forme de sédiments chimiques à partir de fluides fumerolliens qui se sont déversés dans un bassin marin le long de failles synsédimentaires. Un système de failles de distension synsédimentaires à fort pendage est considéré comme le principal facteur de contrôle des lithofaciès des formations de Sayunei et de Shezal (Eisbacher, 1981; Yeo, 1981) et de l'activité volcanique mafique et exhalative du même âge qui caractérise le Groupe de Rapitan dans l'ouest du Yukon (Yeo, 1986; Upitis, 1966) et l'est de l'Alaska (Young, 1982). Yeo (1986) a modifié le modèle exhalatif et de dilution par l'eau de mer proposé par Gross (1965) et avancé l'hypothèse d'un transport de saumures à haute teneur en fer et en silice par des courants créés par les gradients thermiques qui se forment entre les eaux glaciaires froides et les eaux hydrothermales chaudes.

Une formation de fer riche en magnétite est située dans le Groupe de Misinchinka du Supergroupe de Windermere, dans la région du col Pine, dans le centre de la Colombie-Britannique. Deux couches de magnétite avec un peu d'hématite, interstratifiées avec de l'argilite, du grauwacke et du chert jaspéroïde, ont subi un métamorphisme régional et une déformation ayant produit des plis isoclinaux. Selon les rapports, les réserves du gisement de Falcon s'élèvent à 9 millions de tonnes à 34 % de Fe (Hancock, 1988).

Marge passive du Cambrien au Dévonien moyen - Gisements pré-accrétionnaires

Dans le Domaine de l'avant-pays de la Cordillère orientale, le prisme sédimentaire du miogéoclinal de l'intervalle Cambrien-Dévonien moyen se compose de trois assemblages tectoniques principaux: une séquence de roches clastiques de rift du Cambrien moyen, et deux séquences de roches carbonatées et clastiques du Paléozoïque dont l'une de marge continentale passive et l'autre, plus mince, de plate-forme (Gabrielse et al., chapitre 2). Les gîtes minéraux, surtout des gisements stratiformes et des skarns à Zn, Pb, Ag et W, sont concentrés dans le faciès de plate-forme carbonatée et, dans une moindre mesure, dans le faciès de bassin clastique de l'assemblage de marge continentale du Paléozoïque.

Les lithofaciès sédimentaires ont exercé un contrôle primaire sur la localisation des gisements pré-accrétionnaires sédimentaires dans le Domaine de l'avant-pays. Les gisements de Zn-Pb de type «Mississippi Valley» contenus dans des roches carbonatées sont fréquents près de la bordure occidentale, tectoniquement instable, des successions de roches carbonatées de plate-forme du Paléozoïque inférieur. Les skarns et les gisements de substitution post-accrétionnaires occupent un milieu tectonique analogue, où des couches relativement épaisses de calcaire pur ont été recoupées par des roches granitoïdes felsiques dont l'âge se situe entre le Mésozoïque tardif et le Cénozoïque précoce. Les roches hôtes des gisements exhalatifs sédimentaires (sedex) de Zn-Pb sont souvent des successions de roches clastiques cherteuses, calcareuses ou carbonées, à grain fin, reposant dans des sous-bassins linéaires dont le développement a été contrôlé par la formation de failles synsédimentaires de distension à proximité de l'accore.

Gisements de Zn-Pb dans des roches carbonatées

Des indices de sphalérite et de galène sont souvent encaissés dans des roches carbonatées de tous âges du miogéoclinal nord-américain. À l'exception des gisements stratiformes de l'arc de Kootenay, des skarns, des gisements de substitution et des gisements filoniens, qui sont considérés séparément, presque tous les gisements de Zn-Pb contenus dans des roches carbonatées de la Cordillère sont de type «Mississippi Valley», c'est-à-dire des gisements où les phases métallifères et les minéraux de gangue épigénitiques remplissent les vides d'une dolomie hôte préexistante (Sangster, 1976). Les vacuoles, les pores, les terriers et les diverses brèches sédimentaires et tectoniques ainsi que les fractures de la dolomie hôte sont remplis de sphalérite, de galène et de pyrite accompagnées de dolomite, de quartz, de calcite, de barytine et, secondairement, de gypse, de fluorine, de chalcopyrite et de pyrobitume. Les gisements sont généralement associés à des zones bréchiques et de dolomie secondaire, des discordances, des récifs, des changements de faciès entre des roches carbonatées et des shales, des hauteurs du socle et des terrains karstiques (Sangster, 1984).

Les seuls gisements de Zn-Pb contenus dans des roches carbonatées du miogéoclinal canadien et dont la production est importante sont les mines Monarch, Kicking Horse et Silver Giant; ils ont été découverts à la fin du XIX[e] siècle dans la Formation de Cathedral du Cambrien moyen, dans les Rocheuses du Sud. Au milieu des années 60, des gisements de grande valeur économique ont été mis au jour dans le district de Pine Point (Territoires du Nord-Ouest); puis vint, en 1969, l'importante découverte de plusieurs gisements dans une région des Rocheuses du Nord centrée sur le lac Robb. De nombreux travaux d'exploration effectués par la suite ont permis de faire des centaines de découvertes dans les monts Mackenzie, Selwyn, Ogilvie et Richardson, notamment celles de Godlin Lakes en 1972, de Goz Creek en 1973 et de Gayna River en 1974. Une description générale de ces gisements, de leur cadre géologique et des événements qui ont conduit à leur découverte est présentée dans Dawson (1975), Sangster et Lancaster (1976), Macqueen (1976) et Brock (1976).

Les principaux gisements du camp minier de Robb Lake, qui constitue le plus gros des six camps miniers situés dans le district de Zn-Pb des Rocheuses du Nord (Macqueen, 1976), représentent des réserves totales de 5,5 millions de tonnes à 7,3 % de Zn + Pb (Northern Miner, 30 janvier 1975). Les gisements s'observent uniquement dans des brèches secondaires formées soit par dissolution, soit par des processus tectoniques, et se trouvent dans des dolomies plissées de la Formation de Stone (Dévonien moyen) (Taylor et al., 1975). Le gisement de Bear-Twit, le plus vaste du camp minier de Godlin Lakes dans le sud des monts Mackenzie, contient de 5 à 7 millions de tonnes à 7 % de Zn + Pb (Brock, 1975). Les brèches de failles minéralisées sont contenues dans les dolomies des formations de Whittaker, de Delorme et de Camsell datant du Silurien tardif-Dévonien précoce (Dawson, 1975). Ailleurs, dans le district de Godlin Lakes et dans l'ensemble des monts Mackenzie, plusieurs gisements importants sont

contenus dans des dolomies ferrifères, de couleur orange en surface altérée, de la Formation de Sekwi (Cambrien inférieur) (Fritz, chapitre 7; Dawson, 1975). Les gisements de Goz Creek dans le nord des monts Mackenzie contiennent une partie centrale de 1,4 million de tonnes à 10 % de Zn + Pb (Northern Miner, 30 janvier 1975) dans une zone minéralisée dont les réserves potentielles sont de l'ordre de 9 à 11 millions de tonnes à 7 % de Zn + Pb (Northern Miner, 25 décembre 1975). Les deux principaux gisements et les nombreux autres indices s'étendent sur 8 km vers l'est, parallèlement à la Formation de Risky du Groupe de Backbone Ranges (Protérozoïque supérieur) (Fritz, chapitre 7), et se présentent sous forme de zones minéralisées à contrôle stratigraphique et tectonique dans une dolomie gréseuse silicifiée (Dawson, 1975). La morphologie stratiforme du gisement appuie partiellement la thèse d'une origine exhalative sédimentaire dans le cas de certains gisements de Goz Creek (J.W. Lydon, communication personnelle, 1988).

En résumé, les gisements de Zn-Pb de type «Mississippi Valley», dans les Rocheuses du Sud, se rencontrent principalement dans des dolomies du Cambrien moyen, près des bordures de la plate-forme continentale (Høy, 1982b), tandis que dans les Rocheuses du Nord, ils se concentrent surtout près des changements de faciès entre des roches carbonatées et des shales, dans des dolomies du Dévonien inférieur et moyen (Macqueen, 1976). Dans les monts Mackenzie, Selwyn, Ogilvie et Richardson de la Cordillère septentrionale, les nombreux gisements et indices de Zn-Pb contenus dans des roches carbonatées se trouvent pour la plupart dans des dolomies du Protérozoïque tardif et du Cambrien précoce; cependant, la roche hôte de certains d'entre eux se compose des nombreuses unités de dolomie qui présentent principalement un faciès de plate-forme continentale, dont l'âge se situe dans l'intervalle du Cambrien tardif au Dévonien moyen (Brock, 1975, 1976) et dans lesquelles prédomine une minéralisation à contrôle tectonique.

L'époque de minéralisation des gisements de type «Mississippi Valley» n'a pas été établie avec certitude (Sangster, 1986). La corrélation spatiale apparente entre certaines minéralisations de type «Mississippi Valley» et des structures et processus de distension implique que la minéralisation en Zn-Pb est contemporaine de certains épisodes majeurs de rifting. Les structures et processus en question sont principalement la formation de blocs faillés et de failles synsédimentaires suite au rifting, le soulèvement, la subsidence du bassin et les changements de faciès qui en résultent, l'édification des récifs, la karstification, la bréchification et la migration des saumures de bassin. Les principaux épisodes de distension contemporains du dépôt du Supergroupe de Windermere ou antérieurs à celui-ci, qui puissent être corrélés avec la minéralisation de type «Mississippi Valley» dans des roches carbonatées du même âge ou plus anciennes sont : a) le rifting synsédimentaire révélé par la sédimentation des groupes de Coates Lake et de Rapitan (Jefferson et Parrish, 1989); b) l'ouverture du rentrant de Misty Creek du Cambrien précoce au Cambrien moyen (Cecile et Norford, chapitre 7), avant l'ouverture du bassin contigu de Selwyn au cours du Cambro-Ordovicien (Tempelman-Kluit, 1981); c) le rifting du Cambrien moyen dans les Rocheuses du Nord et la chaîne Selwyn; d) la formation du rentrant de Meilleur River et du bassin de Root durant l'Ordovicien précoce et moyen (Morrow, 1984); e) le rifting cambro-ordovicien et dévonien dans les Rocheuses et le bassin de Selwyn; et f) la progradation vers le sud d'un prisme de roches clastiques suite au soulèvement de blocs, au plutonisme granitoïde et au volcanisme alcalin ayant accompagné un épisode majeur de rifting dans la Cordillère, dans l'intervalle du Dévonien tardif au Mississippien précoce (Gordey, chapitre 8).

L'association fréquente d'hydrocarbures avec des gisements de Zn-Pb dans des roches carbonatées indique un lien génétique entre la minéralisation de type «Mississippi Valley» d'une part, et la maturation, la migration et le piégeage du pétrole d'autre part (Jackson et Beales, 1967). Le pétrole actuellement contenu dans les roches réservoirs du Dévonien dans le sud de la plate-forme de l'Intérieur n'a atteint qu'au Crétacé les conditions de profondeur d'enfouissement et de température nécessaires à sa maturation, tandis que les roches sédimentaires paléozoïques et protérozoïques des Rocheuses du Nord ont subi un métamorphisme d'enfouissement suffisant pour engendrer un état de maturation du pétrole avant le Crétacé (Macqueen, 1976). Dans les deux cas, la minéralisation en Zn-Pb serait un phénomène relativement tardif si elle avait véritablement un lien génétique avec les processus de maturation et de migration du pétrole.

Au mont Brussilof, les strates carbonatées du Cambrien des Rocheuses du Sud renferment d'importants gisements stratoïdes de magnésite, dont les réserves géologiques totales s'élèvent à 30,7 millions de tonnes à 92-95 % de MgO (MacLean, 1989), tandis que de plus petits gisements sont présents à Marysville, près de Cranbrook. Dans les régions du ruisseau Windermere, de la rivière Kootenay et de la rivière Lussier, des gisements de gypse stratifié sont contenus dans des strates carbonatées du Cambrien (Leech, 1966).

Gisements exhalatifs sédimentaires de Zn-Pb

Les plus importants gisements stratiformes de Zn-Pb de type exhalatif sédimentaire à s'être formés dans des shales sur la marge passive du Cambrien-Dévonien moyen, et appelés «sedex» par Carne et Cathro (1982), sont situés dans les districts d'Anvil et de Howards Pass, qui occupent des zones linéaires sur les versants opposés du bassin de Selwyn dans la Cordillère septentrionale. Le bassin de Selwyn, qui est une importante dépression tectonique, s'est formé à la toute fin du Protérozoïque; il est bordé au nord et à l'est par les arches d'Ogilvie et de Redstone et au sud-est par la plate-forme de MacDonald (Gabrielse, 1967). La partie ouest du bassin a été recouverte par des roches allochtones du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque (Tempelman-Kluit, 1979) et tronquée par la faille de Tintina; c'est pourquoi il est difficile d'établir des corrélations chronologiques et stratigraphiques pour les roches pélitiques métamorphisées renfermant les gisements du district d'Anvil et qui se trouvent juste à l'est d'unités allochtones et de la faille de Tintina. Le milieu tectonique, la stratigraphie et la corrélation régionale des assemblages du Cambrien-Silurien du bassin de Selwyn sont décrits par Fritz et al. (chapitre 7).

Le premier événement exhalatif d'importance est représenté par les gisements du district d'Anvil. Ces derniers font partie d'une succession de 150 m située à la transition entre la formation de Mount Mye (désignation informelle) et la Formation de Vangorda, qui la recouvre en concor-

dance et qui comprend au moins 3 km de phyllades non calcareuses et calcareuses. Les lithologies des cinq sous-unités de la Formation de Vangorda ont été corrélées par Jennings et Jilson (1986) avec le conglomérat calcaire et la pélite du Cambrien inférieur affleurant dans l'est du bassin de Selwyn (Gordey, 1979), et avec la Formation de Rabbitkettle (Cambro-Ordovicien) de la même région (Gabrielse et al., 1973). Une séquence de métabasalte d'un kilomètre d'épaisseur, la formation de Menzies Creek (désignation informelle; Jennings et Jilson, 1986), est intercalée structuralement avec la partie supérieure, argileuse, de la Formation de Vangorda, dont la faune de graptolites de l'Ordovicien précoce-Silurien précoce (Gordey, 1983; Tempelman-Kluit, 1972) permet une corrélation avec le Groupe de Road River du bassin de Selwyn.

Cinq gisements stratiformes pyriteux à Zn-Pb-Ag (Au-Cu-Ba) et deux indices stratiformes pyriteux à Cu-Zn, qui s'étendent sur une distance de 45 km dans la direction des couches, constituent une réserve cumulative, avant exploitation, de 120 millions de tonnes à 5,6 % de Zn, 3,7 % de Pb et 45-50g/t d'Ag (Jennings et Jilson, 1986). Faro, le plus vaste gisement, est le seul à avoir été exploité avant 1990, année de la mise en production des gisements de Vangorda et de Grum. Les sept gisements sont contenus dans une unité distincte de phyllade graphitique qui sert de métallotecte pour l'ensemble du district. À l'échelle locale, les lithofaciès de la zone minéralisée comprennent, de la base au sommet, un quartzite graphitique et pyriteux, un sulfure massif pyriteux et un sulfure massif à barytine et à pyrite. L'observation des textures primaires et de déformation appuie l'hypothèse d'une minéralisation synsédimentaire et prémétamorphique. La coïncidence entre l'épaississement marqué des phyllades graphitiques vers le sud-ouest et la présence d'un réseau linéaire de centres volcaniques de basalte alcalin indique que les failles synsédimentaires liées au rifting pourraient avoir servi de conduits aux fluides exhalatifs, même si aucune zone d'alimentation n'a été observée. L'accumulation de sulfures stratiformes dans le faciès de bassin du Paléozoïque inférieur du miogéoclinal externe de la Cordillère et le volcanisme basaltique, deux phénomènes spatialement liés, semblent associés à des épisodes synsédimentaires de distension et de morcellement par failles (formation de blocs faillés) qui datent de l'intervalle du Cambrien moyen à l'Ordovicien précoce. On présume que les sous-bassins tectoniques allongés ont servi à confiner les saumures métallifères exhalatives dans un milieu réducteur où les sulfures de métaux de base ont précipité (Jennings et Jilson, 1986). Dans le district d'Anvil, la minéralisation est antérieure à l'accrétion, au Mésozoïque, des terranes allochtones de Slide Mountain et de Kootenay juste au sud-ouest.

Un deuxième événement exhalatif important a été observé dans l'est du bassin de Selwyn, dans le district de Howards Pass, où de grands gisements stratiformes de sulfures de Zn-Pb-Fe se sont accumulés dans des mudstones et des cherts carbonés et calcaires du Silurien inférieur (Norford et Orchard, 1983). La sédimentation clastique dans un milieu de bassin profond, adjacent à la plate-forme carbonatée de Mackenzie, a été contemporaine de deux épisodes de distension du Paléozoïque précoce, à savoir l'ouverture du rentrant de Misty Creek au cours du Cambrien précoce à tardif, et l'ouverture du rentrant de Meilleur River au cours de l'Ordovicien précoce et moyen (Fritz et al., chapitre 7). Le dernier épisode est marqué par un volcanisme basaltique alcalin, notamment dans la Formation de Menzies Creek et dans la partie supérieure de la Formation de Rabbitkettle.

Des sédiments sulfurés et laminés des gisements de XY, d'Anniv et d'OP du district de Howards Pass, qui s'étendent de façon discontinue sur 20 km vers le sud-est, ont été observés dans des sous-bassins formant des dépressions allongées à la base du talus, de 10 à 20 km au sud-ouest de la marge de la plate-forme carbonatée (Morganti, 1979, 1981). La zone minéralisée de XY, lentille dont l'épaisseur maximale de 50 m diminue graduellement sur ses 3 à 4 km de longueur, est composée de sphalérite, de galène et de pyrite bien stratifiées à grain fin, avec des traces de chalcopyrite, de molybdénite et d'autres sulfures, finement interlaminés avec des mudstones et des cherts carbonés et calcaires (Morganti, 1979). Les gisements de XY et d'Anniv contiennent collectivement des réserves indiquées de 113 millions de tonnes à 5 % de Zn et 2 % de Pb, auxquelles s'ajoutent des réserves inférées de 363 millions de tonnes à teneur semblable (Placer Development Ltd., rapport annuel, juin 1982).

Les gisements du district de Howards Pass se sont formés à partir de fluides riches en Pb et Zn qui se sont déversés épisodiquement dans un bassin marin stable à faible taux de sédimentation durant une période marquée par une circulation restreinte de l'eau de mer et, corrolairement, par une eau de fond anoxique et sulfurée. Les conditions anoxiques sont reliées à un épisode de rifting, de volcanisme, de subsidence de bassin, de transgression marine locale et d'activité hydrothermale associée (Goodfellow et Jonasson, 1986).

Skarns et gisements de substitution post-accrétionnaires

Dans la Cordillère canadienne, les skarns et les gisements de substitution sont abondants, diversifiés et économiquement importants. Les skarns du miogéoclinal s'observent fréquemment là où des plutons granitoïdes, généralement de type S, datant du Crétacé moyen et appartenant aux suites de Selwyn, de Cassiar, de Tombstone et de Bayonne (Woodsworth et al., chapitre 15), forment des intrusions discordantes dans les couches calcaires les plus basses ou les plus épaisses d'une séquence de plate-forme continentale composée de roches carbonatées et de pélites du Paléozoïque inférieur. Une large auréole de métamorphisme thermique située au contact d'un stock de monzonite quartzique du Crétacé avec un calcaire du Cambrien inférieur est un milieu typique.

Une zone de skarns à W-Cu (Zn-Mo), qui s'étend vers le nord-ouest à partir du sud-est du Yukon et du sud-ouest du district de Mackenzie jusque dans le district de Dublin Gulch et qui suit un arc de plutons granitoïdes généralement de petite taille du Crétacé moyen, constitue, en termes de réserves et de ressources, une des accumulations de tungstène les plus considérables au monde; le gros des réserves est situé dans la mine Canada Tungsten, à Tungsten (Territoires du Nord-Ouest), et dans le gisement de Mactung du col Macmillan (Yukon), à 175 km au nord-ouest de Tungsten. L'important corps minéralisé à haute teneur (Mathieson et Clark, 1984) de la zone E de la mine Canada Tungsten, contient des réserves géologiques (c'est-à-dire le total des réserves prouvées, probables et possi-

bles) de 7 millions de tonnes à 1,5 % de WO_3 et 0,2 % de Cu (Canada Tungsten Mining Corp. Ltd., communication personnelle, 1986). Les corps minéralisés à scheelite sont contenus dans les faciès de bassin de deux membres calcaires de plate-forme externe de la Formation de Sekwi (Cambrien inférieur) (Fritz, chapitre 7; Blusson, 1968); ces faciès forment un anticlinal déversé dont le flanc inférieur est tronqué par un pluton de monzonite quartzique, associé spatialement à des skarns. Des roches de plate-forme semblables sont distribuées dans une zone arquée qui borde le bassin de Selwyn à l'est et au nord-est et qui renferme, au col Macmillan, le gisement de classe mondiale de Mactung. Les réserves géologiques du prospect mis en valeur s'élèvent à 32 millions de tonnes à 0,92 % de WO_3 (Atkinson et Baker, 1986). Deux zones minéralisées à scheelite et chalcopyrite ont remplacé des brèches calcaires et des interstrates de calcaire et pélite dans une séquence de plate-forme externe, cambro-ordovicienne, à pendage faible et localement plissée, qui se trouve en contact latéral avec des stocks granitoïdes du Crétacé moyen dont on présume également l'existence en profondeur (Atkinson et Baker, 1986). Il existe d'autres skarns à tungstène à potentiel économique dans cette zone. Ce sont notamment, du sud-est au nord-ouest, les gisements de Bailey, Baker, Lened, Clea et Ray Gulch, dont les réserves varient entre 1 et 5 millions de tonnes et les teneurs entre 0,7 et 1,5 % de WO_3 (Dawson et Dick, 1978; Godwin et al., 1980; Glover et Burson, 1986; tableau 19-4-2 et fig. 19-16).

Les skarns à W-Cu (Zn-Mo) de la Cordillère septentrionale se présentent généralement sous forme de corps stratoïdes, adjacents à des plutons porphyriques de monzonite quartzique ou de granodiorite à grain grossier et non altérés. La mise en place passive et relativement profonde des plutons est mise en évidence par la présence d'épaisses auréoles de cornéenne, la présence de migmatite et de pegmatite, et les associations minérales qui révèlent des conditions réductrices (p. ex. graphite, pyrite et rapports Fe^2/Fe^3 élevés) ainsi que l'absence de bréchification, de cheminées bréchiques et de fracturation intense sous forme de stockwerks ou d'essaims de dykes. Un skarn de métamorphisme prograde, à grenat almandin, pyroxène hédenbergitique et scheelite, s'est surimposé à une cornéenne calcosilicatée de contact. Un refroidissement et un afflux d'eau météorique ont par la suite causé une altération rétrograde du skarn en phases hydratées, pour produire une association amphibole-biotite-chlorite avec redistribution de la scheelite (appauvrissement et enrichissement) et dépôt de sulfures (Dawson, dans Eckstrand, 1984, p. 55).

De 1943 à 1973, une quantité importante de tungstène a été extraite des skarns de la région de Salmo, dans le sud-est de la Colombie-Britannique. Quatre mines, Emerald, Invincible, Feeney et Dodger, ont produit au total 1,4 million de tonnes de minerai à teneur moyenne de 1,3 % de WO_3. Les corps minéralisés de type skarn se sont formés dans un calcaire de la Formation de Laib du Cambrien inférieur, à proximité des stocks et des dykes granitoïdes associés au Batholite de Bayonne du Crétacé moyen (Ball, 1954; Mulligan, 1984).

Mis à part les skarns à tungstène, les deux seules catégories de skarns d'intérêt économique présentes dans le miogéoclinal nord-américain sont les skarns et les gisements de substitution à minéralisation de métaux de base. De nombreux skarns à Zn-Pb-Ag (Cu-W) en deçà du seuil de rentabilité économique sont présents au voisinage immédiat du Batholite de Mount Billings (partie sud-est du Yukon) et du stock de Coal River (partie sud-ouest des Territoires du Nord-Ouest), dans un milieu tectonique essentiellement identique à celui de la zone de skarns à tungstène qui les recouvre en partie et qui a été décrite plus haut (Dawson et Dick, 1978; fig. 19-16). Dans certains cas, les skarns à Zn-Pb se sont formés le long de voies lithologiques et structurales plus éloignées de l'intrusion que les skarns à W-Cu. Certains passent distalement à des gisements de substitution de type mantos (stratoïdes) ou en forme de cheminée dont la teneur en argent et le tonnage total de minerai sont beaucoup plus élevés que dans les skarns (Dawson, 1987). La sphalérite et les minéraux de métamorphisme prograde du skarn (hédenbergite et andradite) sont riches en fer, tandis que les minéraux de métamorphisme rétrograde (épidote, actinote et chlorite) sont riches en Mn (tableau 19-4-3).

Deux gisements de substitution de Zn-Pb-Ag relativement importants et à potentiel économique sont situés dans le sud-est du Yukon, les gisements de Mount Hundere et de Quartz Lake, tandis que la principale zone de gisements de ce type (p. ex. Midway, Silver Hart, Tintina Silver) s'étend 100 km plus à l'ouest dans le terrane de Cassiar (fig. 19-1B, en pochette). Les gisements stratoïdes de Zn-Pb-Ag de Mount Hundere et de Quartz Lake remplacent les membres carbonatés d'une séquence de plate-forme continentale plissée du Protérozoïque supérieur-Cambrien, qui se compose de roches clastiques et carbonatées (Gabrielse, 1966; Gabrielse et Blusson, 1969; Vaillancourt, 1982a, b). Le contrôle stratigraphique et structural de la minéralisation des gisements semble très marqué (Hamilton, 1982; Morin, 1981; Abbott, 1981). Les deux gisements sont relativement éloignés de plutons granitoïdes, mais ils sont étroitement associés à des failles interprétées comme ayant servi de conduits à des plutons sous-jacents (Dawson et Dick, 1978; Hamilton, 1982; Morin, 1981).

Prisme de roches clastiques du Dévonien moyen-Mississippien

Les processus tectoniques ayant affecté le miogéoclinal au Dévono-Mississippien comprennent un soulèvement local et l'intrusion de granite dans le nord du Yukon, une activité volcanique dans le centre du Yukon et le centre sud de la Colombie-Britannique, et une variation radicale des milieux de sédimentation à la grandeur de la Cordillère septentrionale, où les plates-formes de roches carbonatées et clastiques ont été submergées et privées d'apports détritiques, puis recouvertes de roches clastiques, principalement turbiditiques, riches en chert, de granulométrie fine à grossière, ayant leurs sources à l'ouest et au nord (Gordey, chapitre 8). Le passage rapide d'une sédimentation de marge passive à une sédimentation détritique à séquence négative, représentée par l'Assemblage d'Earn, a été diversement attribué à un soulèvement local de blocs lié à un épisode régional de distension ou de décrochement (Gordey, chapitre 8); à un magmatisme d'arc ensialique, accompagné un soulèvement et du dépôt d'un prisme de roches clastiques d'avant-pays (Gabrielse et al., 1982); à un rifting, un volcanisme mississippien et une sédimentation de graben (Tempelman-Kluit, 1979); à la formation synsédimentaire de failles de distension ou de

failles coulissantes (Abbott, 1986); et à la formation de failles coulissantes senestres le long de la bordure du craton au cours du Paléozoïque (Eisbacher, 1983).

Dans la région du col Macmillan (Yukon), les indices exhalatifs sédimentaires de barytine (p. ex. Cathy, Pete) et les gisements de Zn-Pb-Ag-Ba (p. ex. Tom, Jason) occupent au moins trois niveaux stratigraphiques du Dévonien moyen et tardif dans la partie inférieure du Groupe d'Earn, et un niveau du Mississippien précoce (p. ex. Tea) dans sa partie supérieure. L'intervalle de barytine de la partie inférieure du Dévonien supérieur (Frasnien) est un métallotecte d'importance régionale qui correspond au principal horizon stratiforme à minéralisation de Zn-Pb-Ag-Ba du col Macmillan (Dawson et Orchard, 1982). La plupart des gisements exhalatifs sédimentaires sont spatialement apparentés à des failles synsédimentaires qui délimitent une cuvette d'orientation est-ouest associée au rifting, dans laquelle se sont accumulés successivement des shales et cherts siliceux de couleur sombre, des roches sédimentaires turbiditiques (siltstones, shales, grès et conglomérats cherteux) et des shale siliceux, à couleur bleu-argent en surface altérée, de la partie inférieure du Groupe d'Earn (Abbott, 1986). L'argilite siliceuse et pyriteuse du sommet de l'unité (Frasnien), renferme le gisement de Tom West et celui de Jason Main, à minéralisation de Zn-Pb-Ag-Ba (Dawson et Orchard, 1982). Les deux zones, structuralement séparées, du gisement déformé de Tom, dont les réserves géologiques totales atteignent 15,7 millions de tonnes à 7,0 % de Zn, 4,6 % de Pb et 49,1 g/t d'Ag, constituaient à l'origine un corps stratigraphiquement continu (McClay et Bidwell, 1986). Les principaux faciès minéralisés du gisement de Tom comprennent un stockwerk riche en Cu-Ag dans l'éponte inférieure, surmonté d'un faciès de sulfures massifs riches en Pb-Zn qui passe latéralement et vers le haut à un faciès de sulfures laminés riches en Zn-Fe et distalement à un minerai riche en Ba; la distribution des faciès reflète une zonation primaire liée à la formation du gisement par des saumures de basse température qui ont été exhalées dans un sous-bassin anoxique (McClay et Bidwell, 1986; Carne, 1979; Large, 1983). Les gisements de Pb-Zn-Ag-Ba de Jason, situés à 5 km au sud-ouest du gisement de Tom, présentent des faciès minéralisés semblables mais se sont formés plus près de la bordure du graben comme en témoignent les nombreux indices de glissements synsédimentaires et de coulées de débris qu'ils renferment. Trois zones minéralisées contiennent des réserves géologiques cumulatives de 14,1 millions de tonnes dont les teneurs en Pb, Zn et Ag sont respectivement de 7,09 %, 6,57 % et 79,9g/t (Bailes et al., 1986; fig. 19-1A, en pochette).

Dans le district de Gataga, dans le nord-est de la Colombie-Britannique, les strates clastiques et cherteuses de l'Assemblage d'Earn reposent sur les roches sédimentaires (de plate-forme continentale et de bassin) du bassin de Kechika, qui prolonge vers le sud-est le bassin de Selwyn (Fritz et al., chapitre 7). Huit gisements exhalatifs sédimentaires de Zn-Pb-Ag-Ba et de Ba, qui s'étendent vers le sud-est sur 180 km depuis le ruisseau Driftpile jusqu'à la rivière Akie, se sont formés présumément dans des sous-bassins euxiniques à l'intérieur d'une cuvette à contrôle structural partiellement bordée de récifs carbonatés (MacIntyre, 1982). Les réserves du gisement de Cirque, le plus important du district, s'élèvent à 32,2 millions de tonnes à 7,9 % de Zn, 2,1 % de Pb et 47,7g/t de Ag contenues dans des shales frasniens de l'Assemblage d'Earn (Pigage, 1986). Un faciès de barytine et pyrite massives, concentré dans la partie occidentale plus épaisse du corps minéralisé, s'amincit et passe vers l'ouest à un faciès de pyrite laminée interstratifiée de shale siliceux (Jefferson et al., 1983; Gorzynski, 1986).

Les gisements stratiformes à haute teneur en barytine contenus dans des strates clastiques de l'intervalle Dévono-Mississippien de l'Amérique du Nord font partie de la plus grande province métallogénique de barytine au monde, qui suit le miogéoclinal de la Cordillère orientale, de l'Arctique jusqu'au Mexique (Dawson, 1983). L'étroite ressemblance entre ces gisements miogéoclinaux distinctifs et les gisements exhalatifs sédimentaires à haute teneur en barytine des terranes de Cassiar (p. ex. Clear Lake, MM) et de Kootenay (p. ex. Rea, Homestake) renforcent les corrélations lithologiques établies entre les terranes déplacés et péricratoniques d'une part, et le craton d'autre part.

Terranes de marge continentale déplacée

Terrane de Cassiar - Gisements pré-accrétionnaires et post-accrétionnaires

Le terrane de Cassiar, comme le sous-terrane de Cariboo, longe la bordure ouest du miogéoclinal nord-américain, depuis le district de Cariboo (centre est de la Colombie-Britannique) jusqu'au centre du Yukon, à une distance de 1 350 km vers le nord-ouest (fig. 19-1B, en pochette). Il comprend une succession miogéoclinale de strates sédimentaires du Protérozoïque supérieur-Trias supérieur, semblables aux roches des faciès de plate-forme et de plate-forme continentale plus à l'est. À partir de sa position initiale, le terrane de Cassiar a été déplacé en un bloc cohérent par un mouvement dextre sur une distance de 500 à 1 000 km le long des systèmes de failles des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord, dans la période du Mésozoïque tardif au Tertiaire précoce (Gabrielse et al., chap. 2).

La similitude entre une suite de gisements stratiformes et stratoïdes précoces riches en métaux de base et en barytine et des dépôts équivalents du miogéoclinal nord-américain renforce les corrélations lithologiques établies entre le terrane déplacé et le craton. Les gisements de Zn-Pb de type «Mississippi Valley» observés aux lacs Wasi et Atan sont contenus dans des strates carbonatées du Cambrien inférieur, tout comme la majorité de leurs équivalents cratoniques (p. ex. gisements de Godlin Lakes). Dans les monts Pelly, des gisements exhalatifs sédimentaires de Zn-Pb-Ag-Ba et de Ba (p. ex. Clear Lake, MM, GK) sont encaissés dans des turbidites mississippiennes qui sont équivalentes à la partie supérieure du Groupe d'Earn, hôte des gisements exhalatifs sédimentaires situés près du col Macmillan (Dawson et Orchard, 1982).

Des plutons calco-alcalins granitiques à granodioritiques, de la Suite de Cassiar bordent le terrane de Cassiar à l'ouest et le recoupent. Dans le Domaine d'Omineca, les vastes suites de plutons du Crétacé moyen sont de type S et felsiques, et de plus présentent des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux élevés (Anderson, 1988; Armstrong, 1988). L'accrétion du superterrane intermontagneux est à l'origine du plutonisme ayant affecté

le terrane de Cassiar à l'ouest, et est représenté par la Suite de Three Sisters du Jurassique moyen (Woodsworth, chapitre 15). Les phénomènes subséquents de charriage, d'épaississement, de subduction vers l'ouest, de métamorphisme et d'anatexie des sédiments cratoniques ont produit dans la Cordillère orientale une vaste suite post-accrétionnaire de plutons granitoïdes de type S datant du Crétacé moyen. Dans les domaines côtier et insulaire, les plutons du même âge sont plutôt de type I, contenus principalement dans des roches volcaniques et liés à une subduction vers l'est de roches océaniques (Woodsworth, chapitre 15).

Deux types de gisements liés à la mise en place des plutons peuvent être observés. Des stockwerks à minéralisation de Mo(W) caractéristiques des gisements de type porphyrique sont contenus dans les plutons alors que des skarns à W(Mo) sont développés dans les calcaires adjacents. Les gisements de Red Mountain, de Risby et de Stormy sont associés aux plutons de la Suite de Cassiar du Crétacé moyen. Les minéraux de W et de Mo de ces plutons, encaissés dans des strates miogéoclinales déplacées du terrane de Cassiar, sont semblables à ceux des plutons de la Suite de Selwyn qui recoupent les strates du craton nord-américain, situé directement à l'est (Anderson, 1983); ils sont également caractéristiques des plutons granitoïdes de type S qui s'observent à la grandeur du Domaine d'Omineca (Sinclair, 1986). Dans le district de Cassiar, un groupe plus récent (Crétacé tardif) de gisements de Mo(W), dont les gîtes porphyriques de Cassiar Moly et de Storie et le skarn minéralisé de Lamb Mountain (Panteleyev, 1980), sont encaissés dans les plutons felsiques et porphyriques de Needlepoint de la Suite de Surprise Lake, qui est une suite post-tectonique (Woodsworth, chapitre 15).

Une zone de gisements de substitution économiquement importants, contenus dans les successions de roches carbonatées et clastiques (Paléozoïque inférieur) du terrane de Cassiar, comprend la mine aurifère de Ketza River, les prospects matures (stade avancé d'exploration) de Midway, Silver Hart et Tintina Silver, à minéralisation de Ag-Pb-Zn, et le prospect d'Ingenika. La plupart de ces gisements, en plus des stockwerks et skarns à Mo-W de Mount Haskin et de Mount Reed et du greisen à W-Cu-Sn de Fiddler, sont associés à une suite de petits stocks et dykes felsiques datant principalement de l'Éocène. Les intrusions et les minéralisations de substitution associées ont été contrôlées par des failles de directions nord, nord-ouest et est-ouest dans un milieu de transtension, associé à un rejeu tardif des failles de Tintina, de Kechika et de Cassiar (Abbott, 1983; Gabrielse, 1985). En plus de leurs similitudes morphologiques et minéralogiques, les gisements de substitution se comparent aux dépôts stratoïdes de type mantos et aux dépôts en forme de cheminées du nord-est du Mexique, notamment par la présence d'un socle cratonique et de granitoïdes postorogéniques riches en fluor et par le milieu tectonique traduisant un régime en extension (Dawson, 1987).

Terrane de l'Alaska arctique

Dans le nord-ouest du Yukon, en bordure de l'Alaska (fig.-19-1B, en pochette), les roches sédimentaires, volcaniques et granitiques à caractère cratonique de l'intervalle Protérozoïque supérieur-Paléozoïque inférieur sont délimitées par la faille de Kaltag-Porcupine et les failles associées; elles ont subi un déplacement par rapport au craton nord-américain, mais l'ampleur de ce mouvement est encore indéterminée (Gabrielse et al., chapitre 2). Les roches clastiques, pélitiques et carbonatées sont déformées, soulevées et recoupées par des plutons granitoïdes du Dévonien précoce-Mississippien précoce; parmi les intrusions figurent celles de Fitton, de Segdewick et d'Old Crow (Norris et Yorath, 1981), dont la composition s'apparente à celle des granitoïdes du Paléozoïque précoce dans le sous-terrane de Nisutlin du terrane de Kootenay (Woodsworth et al., chapitre 15). Une zone de petits skarns à W-Mo-U-Cu de valeur subéconomique s'étend vers le nord-ouest, du mont Fitton jusqu'au mont Sedgewick, et de petits placers aurifères se trouvent dans les ruisseaux dont les eaux circulent sur les intrusions. De petits skarns à W-Cu-U-Sn et des placers à W s'observent en périphérie du Batholite d'Old Crow (Commission géologique du Canada, 1981).

Terrane de Nisling

Dans le sud-ouest du Yukon (fig. 19-1C, en pochette), le terrane de Nisling est composé de deux assemblages de stratigraphie semblable à celle du protocontinent nord-américain : l'Assemblage de Nisling, métamorphisé, datant principalement du Paléozoïque précoce, peut-être aussi du Protérozoïque tardif; l'Assemblage de Nasina, en partie métamorphisé, datant du Cambro-Dévonien. Le siltstone de marge continentale de l'Assemblage de Nisling et les lithologies de milieux situés au large de la plate-forme continentale de l'Assemblage de Nasina (shales partiellement carbonés, grès et roches carbonatées) présentent les caractéristiques d'un miogéoclinal, ce qui permet d'établir une corrélation provisoire entre ces assemblages et le terrane de Cassiar, à l'est.

Malgré son origine incertaine, le prospect de Lucky Joe Creek, gisement stratoïde, prémétamorphique, de Cu disséminé dans des roches métasédimentaires de l'Assemblage de Nasina, est semblable et probablement équivalent aux gisements de Minto et de Williams Creek, qui sont encaissés dans un gneiss granitique de la Stikine, à une distance de 150 à 200 km au sud-est (McClintock et Sinclair, 1986). Dans le district de Klondike, le gisement filonien de Au-Ag de Lone Star et plusieurs filons de quartz aurifère qui pourraient avoir servi de source d'or alluvionnaire ont un âge et une origine indéterminés (Debicki, 1984, 1985; Mortensen, 1984). Deux petits gisements, le skarn à Cu (Mo-Ag-Au) de Hopkins et le skarn à Zn (Cu-Ag) de Sekulmun, sont contenus dans des unités carbonatées de l'Assemblage de Nasina qui sont adjacentes au pluton granodioritique de l'Assemblage de Nisling (Crétacé moyen); ils représentent probablement une minéralisation accrétionnaire. Le gisement de Pluto, un gisement de type porphyrique à minéralisation de Mo-W du district de Klondike, est d'âge éocène (Tempelman-Kluit, 1981a, b) et post-accrétionnaire.

Terranes péricratoniques

Terrane de Kootenay

Sud-est de la Colombie-Britannique

Le terrane de Kootenay est une zone discontinue de roches silicoclastiques, carbonatées, volcaniques et plutoniques; ces lithologies ont été métamorphisées et fortement déformées, et sont en contact de faille (de chevauchement) avec

le protocontinent nord-américain à l'est et les terranes volcaniques océaniques à l'ouest (fig. 19-1C, en pochette). Certaines roches du Protérozoïque et du Paléozoïque inférieur, notamment l'Assemblage d'Eagle Bay dans l'arc de Kootenay et au lac Adams dans le sud-est de la Colombie-Britannique, semblent avoir un lien stratigraphique avec le protocontinent nord-américain, contrairement aux roches plus récentes. Les roches de l'arc de Kootenay et de la région de Shuswap dans le sud-est de la Colombie-Britannique, qui présentent une stratigraphie commune, font partie du terrane de Kootenay, tandis que les unités associées du centre est de la Colombie-Britannique (Barkerville) et du sud-ouest du Yukon (Nisutlin) sont plutôt considérées comme des sous-terranes (Wheeler, chapitre 8).

Arc de Kootenay

Dans l'arc de Kootenay, les couches carbonatées de plate-forme du Cambrien inférieur contiennent une série de gisements stratiformes déformés de Zn-Pb-Ag, qui ont une origine exhalative sédimentaire et pré-accrétionnaire (Sangster, 1986). Les principaux gisements comprennent notamment d'anciens producteurs importants (Reeves Macdonald, Jersey et HB) au sud du lac Kootenay, de même que les prospects de Duncan Lake, de Jackpot, de Wigwam et de Mastodon, qui se trouvent pour la plupart dans le nord de l'arc de Kootenay (Høy, 1982a; Fyles, 1970). Ces gîtes minéraux stratiformes ainsi que leurs roches hôtes ont été déformés en plis isoclinaux et métamorphisés avant la sédimentation des couches susjacentes discordantes de l'Assemblage de Milford (Carbonifère) (Wheeler, chapitre 8).

Un épisode de métamorphisme régional et de déformation a affecté au Mésozoïque les roches de la Quesnellie, du terrane de Slide Mountain et du terrane de Kootenay de même que celles du protocontinent nord-américain, et a culminé, au Jurassique moyen, par la mise en place des plutons granitoïdes calco-alcalins de la Suite de Nelson (Armstrong, 1988; Woodsworth et al., chapitre 15). Sur la foi de l'analyse isotopique du plomb contenu dans la galène, Andrew (1982) a interprété les gisements de substitution et filoniens de Ag-Pb-Zn des camps miniers de Riondell (Bluebell) (Høy, 1980; Ransom, 1977) et d'Ainsworth comme le produit d'une remobilisation des gisements stratiformes de l'arc de Kootenay du Cambrien inférieur sous l'action du Batholite de Nelson. Goldsmith et Sinclair (1983) ont proposé une origine semblable pour les filons à Ag-Pb-Zn du camp minier d'Ainsworth, en se fondant principalement sur des données géochimiques. L'intrusion de la Suite de Nelson est postérieure à la déformation ayant affecté au Paléozoïque précoce les roches de l'arc de Kootenay, sans pour autant être un événement post-accrétionnaire, puisque les événements tectoniques liés à cet épisode de déformation ne sont pas bien connus. Le plutonisme de la Suite de Nelson est accrétionnaire puisqu'il coïncide avec l'accolement de la Quesnellie méridionale au protocontinent nord-américain (Armstrong, 1988). En plus des gisements de Bluebell et d'Ainsworth, les gîtes minéraux accrétionnaires d'importance qui sont associés au Batholite de Nelson comprennent notamment les filons argentifères du camp minier de Slocan et les filons aurifères des camps miniers de Sheep Creek et de Rossland, tous contenus dans des roches de la Quesnellie.

Shuswap

Dans le district d'Adams Lake de la région de Shuswap, à environ 200 km au nord-ouest du lac Kootenay, des roches métamorphisées (phyllades, siltstones, volcanites mafiques à felsiques et calcaires) sont présentes dans au moins cinq nappes de charriage à vergence ouest imbriquées; leur partie inférieure est corrélable avec l'Assemblage d'Eagle Bay (Preto et Schiarizza, 1985), et leur partie supérieure (Mississippien) avec l'Assemblage de Milford de l'arc de Kootenay (Wheeler, chapitre 8). Selon Preto et Schiarizza (1985), les quatre principaux types de gisements stratiformes et stratoïdes logés dans des roches de l'Assemblage d'Eagle Bay sont les suivants : (1) des gisements stratiformes de Ag-Pb-Zn dans des séquences métasédimentaires clastiques (p. ex. Lucky Coon, Mosquito King); (2) des gisements stratoïdes volcanogènes de Cu-Pb-Ag dans des métavolcanites mafiques (p. ex. Harper Creek); (3) de la barytine et des sulfures massifs volcanogènes, à minéraliation de Au-Ag-Zn-Pb-Cu, contenus dans des métavolcanites de composition felsique à intermédiaire (p. ex. Rea Gold, Samotosum, Homestake, Twin Mountain); et (4) des gisements stratoïdes pyriteux de U-F encaissés dans des volcanites (p. ex. Rexspar).

Le gisement de Rexspar, antérieur à la déformation et encaissé dans des roches felsiques métamorphisées d'origine volcanique et plutonique (Preto, 1978), contient des réserves de 1,1 million de tonnes à 1,55 % de U_3O_8 et de 1,36 million de tonnes à 30 % de CaF_2 (Northern Miner, 9 juin 1977); il comprend en plus des quantités subéconomiques de terres rares et de Th, Pb, Zn, Cu, Mo et W.

Sous-terrane de Barkerville

Le sous-terrane de Barkerville de la région de Cariboo, dans l'est de la Colombie-Britannique, comprend des roches sédimentaires et volcaniques de plate-forme continentale (possiblement du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque inférieur), dont l'origine paléogéographique est inconnue mais qui pourraient représenter des faciès équivalents à ceux du sous-terrane de Cariboo du terrane de Cassiar au nord-est. Les séquences sédimentaires et volcaniques du Paléozoïque inférieur, probablement corrélatives, qui comprennent les formations de Jowett et de Broadview de l'arc de Kootenay, la Formation d'Eagle Bay près du lac Adams et la succession de Downey de la région de Cariboo, renferment des gisements stratoïdes semblables, riches en Au et en Ag (Struik, 1986).

La production des importants gisements aurifères filoniens et de substitution du camp minier de Cariboo-Barkerville, où se trouvent les mines Cariboo Gold Quartz, Island Mountain et Mosquito Creek, se chiffre à 38,1 t de Au au total (tableau 19-1). À la mine Mosquito Creek, les principaux filons de substitution aurifères et pyritifères sont en concordance avec les contacts plissés séparant le marbre et le talcschiste dolomitique de la succession de Downey Creek (Cambrien inférieur); ils sont interprétés comme synmétamorphiques (F. Robert et B.E. Taylor, communication personnelle, 1987). Les filons de substitution sont recoupés par deux séries de veines post-tectoniques. Les datations Pb/Pb et K/Ar rapportées par Andrew et al. (1983) laissent supposer que la minéralisation aurifère du district est synmétamorphique à postmétamorphique et que son âge s'échelonne du Jurassique moyen-tardif au Crétacé précoce.

Un métamorphisme régional variant de la zone à chlorite à celle de la sillimanite caractérise le sous-terrane de Barkerville, dont l'âge se situe dans l'intervalle du Paléozoïque au Crétacé; selon Struik (1986), il aurait eu lieu surtout au Mésozoïque précoce et serait lié aux chevauchements successifs du sous-terrane de Cariboo (terrane de Cassiar) (fig. 19-1B, en pochette), du terrane de Slide Mountain et de la Quesnellie pendant l'accrétion du superterrane intermontagneux. La minéralisation aurifère des gisements de substitution et filoniens du district de Cariboo-Barkerville n'a pas été datée avec précision, mais les événements métamorphiques prolongés ayant affecté le sous-terrane de Barkerville donnent lieu de penser qu'elle est contemporaine de l'accrétion.

Le gisement concordant de fluorine d'Eaglet, qui est contenu dans un pluton d'orthogneiss du Dévonien tardif (Mortensen et al., 1987) recoupant des roches métasédimentaires à proximité des lacs Quesnel, constitue un autre exemple de minéralisation probablement accrétionnaire dans le sous-terrane de Barkerville. Des datations K/Ar effectuées sur la muscovite d'altération indiquent que l'épisode de minéralisation se situe au Crétacé précoce (Panteleyev, données inédites, 1991). Ce gisement contient des réserves de 21,7 millions de tonnes à 11,5 % de CaF_2, mais recèle également des quantités subéconomiques de Mo, W, Pb, Zn et Ag (Ball et Boggaram, 1985).

Sous-terrane de Nisutlin

Le sous-terrane allochtone de Nisutlin (fig. 19-1C, en pochette), constitué principalement de roches sédimentaires, volcaniques et intrusives métamorphisées et très cisaillées du Protérozoïque tardif, du Paléozoïque et peut-être du Mésozoïque, forme de grandes nappes de charriage dans le sud et l'ouest du Yukon (Tempelman-Kluit, 1979). Des similitudes lithologiques et de composition isotopique ont permis de corréler les roches du Paléozoïque moyen et supérieur de ce sous-terrane avec celles du terrane de Kootenay dans le sud de la Cordillère canadienne (Mortensen et Jilson, 1985; Wheeler, chapitre 8). Une minéralisation pré-accrétionnaire mineure est représentée par une série d'indices de sulfures massifs de Cu-Zn (p. ex. Fyre Lake) prémétamorphiques et ayant probablement une affinité volcanique, qui sont encaissés dans des quartzites, des phyllades et des schistes à chlorite et à muscovite dans le sud des monts Pelly. Des plutons granitoïdes et des filons-couches gneissiques des suites dévono-mississippiennes de Mink Creek et de Simpson Range recoupent l'Allochtone de Nisutlin (Woodsworth et al., chapitre 15). Dans l'ouest du Yukon, le Batholite de Fiftymile, qui est apparenté à ces suites et date du Dévonien tardif (Tempelman-Kluit et Wanless, 1980), renferme plusieurs prospects de gisements de substitution et filoniens de Ag-Pb-Zn-Au (p. ex. Connaught) et des indices filoniens de U-Th (p. ex. Jove), qui datent probablement du Paléozoïque et qui sont donc pré-accrétionnaires. Une activité ignée semblable a eu lieu au Dévono-Mississippien dans le terrane de Yukon-Tanana, dans le centre est de l'Alaska (Aleinikoff et al., 1986).

Les similitudes de métallogénie (lithophile) et d'âge (Dévonien tardif) entre les gisements de Rexspar (Bell, 1985) et de Fiftymile, tous deux associés à des plutons, laissent présumer que leurs roches encaissantes granitoïdes ont une origine commune. Selon Struik (1987), le milieu tectonique traduisant un régime en extension dans lequel se sont mis en place les intrusions alcalines (Paléozoïque moyen) du protocontinent nord-américain et les intrusions calco-alcalines du terrane de Selkirk (Kootenay) peut être étendu à la longue zone de roches plutoniques du Paléozoïque moyen, qui débute dans le sud-est de la Colombie-Britannique et se termine dans l'est de l'Alaska (Gabrielse et al., 1982).

Dans le terrane de Kootenay, la minéralisation post-accrétionnaire est représentée au sud par un indice de skarn à W. Situé au lac Silence, près de Clearwater (Colombie-Britannique), ce skarn est développé dans un calcaire de l'Assemblage d'Eagle Bay, adjacent aux stocks granitoïdes datant de l'intervalle du Crétacé moyen au Tertiaire précoce (Dawson et al., 1983). Dans l'est de l'Alaska, le gisement porphyrique de Taurus contient des réserves estimées à 450 millions de tonnes à 0,5 % de Cu et 0,07 % de Mo, contenues dans des plutons granitoïdes post-accrétionnaires du Tertiaire précoce. Ces intrusions recoupent des schistes et des gneiss du terrane de Yukon-Tanana (Nokleberg et al., 1987).

Terranes accrétés

Superterrane intermontagneux

Le terrane de Slide Mountain (fig. 19-1D, en pochette), le terrane de Dorsey (fig. 19-1D, en pochette), la Quesnellie (fig. 19-1E, en pochette), le terrane de Cache Creek (fig. 19-1D, en pochette) et la Stikinie (fig. 19-1F, en pochette) sont tous des terranes accrétés dont les différences de signatures stratigraphiques, paléontologiques ou paléomagnétiques indiquent qu'ils se sont formés à différentes distances de la protomarge continentale. Constitués de dépôts d'arc volcanique ensimatique ou de bassin océanique et marginal, ces terranes se sont réunis à la fin du Trias pour former le superterrane intermontagneux (Gabrielse et al., chapitre 2). Ce superterrane, dont l'accrétion au protocontinent nord-américain remonte au Jurassique, constitue la majeure partie du Domaine intermontagneux (pour un autre point de vue, se reporter au chapitre 3).

Terrane de Slide Mountain

Ce terrane accrété, le plus à l'est, forme une zone étroite et discontinue qui s'étend sur 2 000 km, du sud-est de la Colombie-Britannique jusqu'au nord-ouest du Yukon (fig. 19-1D, en pochette). Il est caractérisé par un assemblage de bassin océanique, composé de chert, de clastites à grain fin, de volcanites tholéiitiques, d'intrusions mafiques à ultramafiques et de roches carbonatées dont l'âge varie du Dévonien au Trias tardif. Il renferme aussi, en moins grande abondance, des clastites quartzeuses à grain grossier, des volcanites calco-alcalines et des plutons granitoïdes qui représentent des milieux d'arc insulaire et de bassin marginal et qui, dans un premier temps, au Permien, ont été juxtaposés à des faciès ophiolitiques par des failles de chevauchement (Gabrielse, chapitre 8), bien que la plupart des épisodes de chevauchement soient postérieurs au Trias. L'empilement de nappes de charriage imbriquées a ensuite été mis en place sur la marge continentale et les terranes péricratoniques de l'Amérique du Nord au cours du Mésozoïque (Wheeler, chapitre 8).

Dans le terrane de Slide Mountain, les gisements les plus importants du point de vue économique sont des stockwerks de chrysotile encaissés dans des plutons ultramafiques serpentinisés des régions de Cassiar (Colombie-Britannique) et de Clinton Creek (Yukon). Le gisement de Cassiar a produit 2,05 millions de tonnes de fibres de qualité supérieure, à partir de 23,2 millions de tonnes de minerai extraites entre 1953 et 1984 (Burgoyne, 1986). La zone de McDame adjacente contient des réserves prouvées et probables de 32 millions de tonnes de minerai avec une qualité de fibre semblable (Northern Miner, 12 décembre 1987). À Clinton Creek, au nord-ouest de Dawson, il a été possible d'exploiter 0,94 million de tonnes de fibres à partir de 15,9 millions de tonnes de minerai, entre 1967 et 1978. Des prospects d'amiante de valeur subéconomique ont été découverts au ruisseau Cassiar, près de Dawson, et à l'est du lac Frances. Une néphrite de la classe des gemmes est associée à la chrysotile à la mine Cassiar et au lac Frances (Leaming, 1978). On considère en général que la chrysotile, tout comme la serpentine, se forme tôt dans le processus de mise en place du pluton ultramafique hôte. L'étude des textures présentée par O'Hanley et Wicks (1987) suggère que la formation des premières fibres est contemporaine de la mise en place de l'Allochtone de Sylvester dans la région de Cassiar. Un nombre limité d'âges $^{40}Ar/^{39}Ar$ sur la néphrite de Cassiar indique que la minéralisation remonte au Crétacé précoce et qu'elle est donc post-accrétionnaire (T. Harms, communication personnelle, 1987).

Au ruisseau Lang, près de Cassiar, un gisement de sulfures massifs de Cu-Zn de valeur subéconomique est présent dans un basalte tholéiitique et une argilite cherteuse, à proximité de la base de l'Allochtone de Sylvester. Le gisement de sulfures massifs volcanogènes de Chu Chua, semblable au premier, situé à 80 km au nord de Kamloops, est encaissé dans un basalte tholéiitique en coussins et une tuffite cherteuse de la Formation de Fennell. Les réserves géologiques se chiffrent à 2,7 millions de tonnes à 2,0 % de Cu, 0,4 % de Zn, 8g/t de Ag et 0,4g/t de Au (McMillan, 1980).

Au ruisseau Erickson, près de Cassiar, des filons mésothermaux de quartz, carbonate et graphite à haute teneur en Au-Ag sont contenus dans un assemblage de roches volcaniques mafiques, d'argilite, de chert et de roches ultramafiques de l'Allochtone de Sylvester (Diakow et Panteleyev, 1981). Des 425 476 t de minerai extraites jusqu'au 31 octobre 1987, l'industrie a récupéré 5,74 t de Au et 3,99 t de Ag (Total Erickson Resources, rapport annuel, 1987). La datation K/Ar de plusieurs filons aurifères à quartz et séricite permet de les situer au Crétacé précoce, ce qui indique que la minéralisation a précédé la mise en place du Batholite de Cassiar adjacent, qui date du Crétacé moyen (Sketchley et al., 1986). Les rapports isotopiques du plomb dans la galène, qui sont essentiellement identiques dans les filons aurifères d'Erickson Creek et les sulfures massifs de Cu-Zn voisins de Lang Creek (Hooper, 1984), appuient l'hypothèse selon laquelle l'or proviendrait de la roche hôte. La minéralisation est associée à des événements thermiques ou structuraux déclenchés par la compression qui a formé le synclinorium contenant l'Allochtone de Sylvester et qui ont culminé par la mise en place du Batholite de Cassiar.

Dans le terrane de Slide Mountain, la minéralisation post-accrétionnaire est représentée par l'indice de Windpass, situé à 6 km au nord du mont Chu Chua. Une association métallifère à Au-Cu-Ag et riche en magnétite, contenue dans une zone de cisaillement à l'intérieur d'une diorite quartzique du Crétacé, est semblable à celle du gisement de sulfures massifs de Chu Chua; ces minéralisations auraient donc une source commune, la roche hôte, c'est-à-dire les volcanites de Fennell. Les placers aurifères au ruisseau Manson, dans le centre de la Colombie-Britannique, pourraient dériver des indices d'or filoniens mésothermaux (p. ex. Germansen Creek, Motherlode) encaissés dans les roches sous-jacentes du terrane de Slide Mountain.

Terrane de Dorsey

Les roches du Paléozoïque supérieur du terrane de Dorsey, à cheval sur la frontière entre le Yukon et la Colombie-Britannique (fig. 19-1D, en pochette), surmontent celles du terrane de Slide Mountain, mais leurs relations demeurent incertaines. De puissantes séquences de chert rubané s'apparentent aux lithologies du terrane de Slide Mountain, mais les roches volcaniques y sont rares, et les roches ultramafiques absentes. La présence d'épaisses unités carbonatées non océaniques et de clastites quartzeuses suggère la proximité d'une région cratonique (Gabrielse, chapitre 8).

À supposer que la chronologie de l'accrétion ait été la même dans le terrane de Dorsey que dans le terrane de Slide Mountain, le seul gisement pré-accrétionnaire identifié est le prospect de Bar (Smeg), un gisement exhalatif sédimentaire de Zn-Pb-Ag-Ba, situé à 50 km au nord-est de Teslin (Yukon). Du chert, de la pyrite et de la barytine d'origine exhalative ainsi que de faibles quantités de galène et de sphalérite sont interstratifiés avec une séquence de chert, d'argilite, de siltstone et de conglomérat à cailloux, qui se compare lithologiquement à la partie supérieure du Groupe d'Earn sur le craton nord-américain. Les conodontes du Mississippien tardif et la composition isotopique du Pb de la galène (Dévono-Mississippien) et du S de la barytine (Mississippien) désignent systématiquement le Mississippien comme l'âge de la minéralisation (K.M. Dawson, données non publiées).

Le gisement le plus important du terrane de Dorsey est le vaste gisement porphyrique de Logtung à faible teneur en W-Mo, dont les réserves s'élèvent à 162 millions de tonnes à 0,13 % de WO_3 et 0,03 % de Mo (Noble et al., 1984). Cette minéralisation, qui réunit un skarn à W(Mo) et un stockwerk à Mo-W, est logée à l'intérieur et au contact des plutons granitoïdes felsiques du Crétacé moyen (109 ± 2 Ma; Sinclair, 1986) de la Suite de Cassiar et est post-accrétionnaire. Une minéralisation semblable de Mo W de type stockwerk-skarn, post-accrétionnaire, s'observe dans les gisements de Red Mountain, de Stormy et de Risby du terrane de Cassiar au nord, ce qui suggère une affinité entre les deux terranes. Un autre pluton post-accrétionnaire, le Batholite de Seagull du Crétacé moyen, se distingue par sa teneur élevée en B-Be-F-Cl (Dick et Hodgson, 1983) et par les minéralisations associées de Sn dans des skarns et stockwerks (Mato et al., 1983). La présence des plutons de la Suite de Cassiar dans le terrane de Dorsey indique qu'il est structuralement sus-jacent à une croûte cratonique.

Quesnellie

C'est dans le sud de la Cordillère canadienne que les roches volcaniques, sédimentaires et plutoniques du Paléozoïque supérieur et du Mésozoïque inférieur de la Quesnellie sont les mieux développées (fig. 19-1E, en pochette). Les strates paléozoïques, qui peuvent être divisées en deux sous-terranes présentant des affinités de milieux océanique et d'arc volcanique, sont recouvertes en discordance par des strates volcaniques et sédimentaires d'arc insulaire caractéristiques de la Quesnellie, qui font partie de l'Assemblage de Nicola (Trias supérieur et Jurassique basal). Dans cet assemblage, des zones de faciès parallèles définissent un arc de polarité ouest, dont la composition, calco-alcaline à l'ouest, devient de plus en plus alcaline vers l'est. Les plutons granitoïdes comagmatiques présentent en général les mêmes variations chimiques (Mortimer, 1987). Les strates volcaniques et sédimentaires du Mésozoïque inférieur sont surmontées de clastites du Jurassique inférieur et moyen.

Il n'y a pas de zones de faciès distinctes dans le centre et le nord de la Cordillère, où des porphyres à augite du Trias supérieur, caractéristiques de la zone de faciès orientale au sud, constituent la lithologie prédominante. Les roches volcaniques sont bordées à l'est de phyllade noire et traversées de plutons comagmatiques de composition calco-alcaline à alcaline qui appartiennent aux suites de Guichon et de Copper Mountain. Dans la Cordillère méridionale, la Quesnellie pourrait avoir subi un épisode de distension au cours de l'Éocène (Parrish, chapitre 17), mais au nord de 54°N, elle se réduit à une bande fine et discontinue. À l'ouest, le terrane est séparé de celui de Cache Creek et de la Stikinie par des failles à fort pendage, tandis qu'à l'est, il repose stratigraphiquement et structuralement sur les terranes de Slide Mountain, de Cassiar et de Kootenay.

Des plutons calco-alcalins à alcalins, caractéristiques des suites de Guichon et de Copper Mountain dans le sud et le centre de la Quesnellie, et des suites de Klotassin et de Long Lake au Yukon, datent de la toute fin du Trias et du Jurassique précoce. Leur mise en place a donc eu lieu avant ou pendant la constitution du superterrane intermontagneux, mais antérieurement à son accrétion au continent nord-américain. Les suites de Guichon et de Copper Mountain de la Quesnellie méridionale sont considérées comme les racines cogénétiques de l'arc volcanique (Mésozoïque précoce) de l'Assemblage de Nicola (Monger, chapitre 8). Les gisements associés à des membres du Jurassique précoce et plus anciens de ces suites plutoniques sont pré-accrétionnaires.

Les gros gisements porphyriques de Cu-Mo du district de Highland Valley sont contenus dans le Batholite de Guichon Creek, de composition calco-alcaline, en association avec la phase la plus récente, la plus interne et la plus leucocrate, de même qu'avec des essaims de dykes de formation tardive (Woodsworth et al., chapitre 15). Les gisements de Valley Cooper, Lornex, JA, Highmont, Bethlehem et Krain représentent collectivement des réserves prouvées et probables de près de 2 milliards de tonnes à 0,45 % de Cu (McMillan, 1985), constituant ainsi le plus important district de gisements de cuivre porphyriques de la Cordillère canadienne (tableau 19-3). Le skarn à Cu-Fe de Craigmont, situé à 30 km au sud de la vallée Highland, s'est formé dans des roches volcanoclastiques calcareuses et des récifs carbonatés de la zone de faciès occidentale de l'Assemblage de Nicola, à l'endroit où elles sont en contact discordant avec la phase externe du Batholite de Guichon Creek. Entre 1961 et 1982, on a extrait 33,4 millions de tonnes de minerai à chalcopyrite et à magnétite à teneur moyenne de 1,7 % de Cu et 19 % de Fe (tableau 19-4). On en a aussi extrait en faibles quantités de plusieurs petits skarns à Cu-Fe associés au Batholite d'Iron Mask.

Le Stock de Copper Mountain et le Batholite d'Iron Mask, deux intrusions alcalines, sont cogénétiques des coulées de porphyre à augite du faciès oriental de l'Assemblage de Nicola et probablement hypovolcaniques par rapport à celles-ci. Les importants gisements de Cu-Au-Ag apparentés à des porphyres alcalins, soit ceux de Copper Mountain-Ingerbelle et d'Afton, sont associés aux plutons près de Princeton et de Kamloops respectivement. Les gisements de Copper Mountain-Ingerbelle sont situés presque entièrement dans un étroit septum de volcanoclastites de composition andésitique, entre les stocks de Copper Mountain et de Lost Horse. Des stockwerks de chalcopyrite-pyrite pauvres en silice, de moindres quantités de bornite ainsi qu'une association de minéraux d'altération à biotite, albite, épidote, chlorite, feldspath potassique et scapolite présentent une relation zonale de type skarn avec le Stock de Lost Horse, qui a subi une altération similaire (Farhni et al., 1976). Par contre, le gisement d'Afton, corps minéralisé à fort pendage de chalcopyrite, bornite, pyrite et magnétite, s'est entièrement formé dans des phases fracturées de porphyre dioritique et latitique du Batholite d'Iron Mask, une intrusion composite de composition alcaline. Le gisement se distingue par sa teneur élevée en Au (0,58 g/t) et en Ag (4,19 g/t), la profondeur de l'altération superficielle et la présence de Cu natif supergène économiquement récupérable (Carr et Reed, 1976; Kwong, 1987; tableau 19-3).

Le complexe zoné de Tulameen, composé de roches ultramafiques et de gabbro de type alaskien, recoupe un basalte à augite du faciès occidental de l'Assemblage de Nicola et est peut-être hypovolcanique par rapport à celui-ci (Findlay, 1969; Nixon et Rublee, 1988). Près de Tulameen, à 25 km au nord-ouest de Princeton, d'importants indices de Pt-Pd accompagnent la chromite dans le noyau de dunite litée du complexe (St. Louis et al. 1986). Au mont Lodestone, des disséminations magmatiques primaires de magnétite titanifère s'observent dans la pyroxénite du complexe (Eastwood, 1960).

À Hedley, d'importants skarns aurifères se sont formés aux contacts des roches calcareuses du faciès sédimentaire oriental de l'Assemblage de Nicola (Trias supérieur) avec les Intrusions de Hedley du Jurassique précoce et moyen. Les stocks, les filons-couches et les dykes de composition dioritique à gabbroïque sont plus vieux que les plutons adjacents de Pennask et de Similkameen du Jurassique moyen; ils pourraient être l'indication d'un rifting d'arrière-arc par rapport à l'arc de Nicola à l'ouest. Ray et al. (1987) ont attribué la coïncidence entre les changements de faciès sédimentaire et le plutonisme à une flexure du socle sous-jacent. Les skarns à As, dont on avait extrait environ 55 millions de grammes d'or entre 1902 et 1955, ont récemment été remis en exploitation avec l'ouverture d'une mine à ciel ouvert dont les réserves extractibles à partir de la surface se chiffrent à 9,0 millions de tonnes de

minerai à 4,56 g/t de Au (B.C. Mineral Exploration Review, Circular 1988-1; voir le tableau 19-4-5).

Au mont Tillicum, entre le lac Arrow inférieur et le lac Slocan, dans le sud-est de la Colombie-Britannique, se trouvent des skarns à Au et Ag analogues à ceux de Hedley, mais dont la corrélation stratigraphique et l'âge sont moins certains. Les gisements sont encaissés dans des couches calcareuses faisant partie d'un pendentif volcano-sédimentaire métamorphisé, recoupé par des plutons postérieurs à la minéralisation dont l'âge se situe entre le Crétacé moyen (Hyndman, 1968) et l'Éocène (Parrish, 1981). Hyndman (1968) a établi la corrélation entre la séquence de siltstone, roches volcaniques mafiques, argilite et calcaire d'une part, et les groupes de Milford et de Kaslo du Pennsylvanien-Permien d'autre part. Dans la zone des lacs Nemo, au sud du mont Tillicum, Parrish (1981) a partiellement corrélé ces roches avec les strates du Paléozoïque supérieur du terrane de Slide Mountain. Au mont Tillicum, les basaltes shoshonitiques (teneur élevée en K) ont été corrélés chimiquement par Ray et Spence (1986) avec les roches volcaniques du Groupe de Rossland et avec la zone de faciès orientale de l'Assemblage de Nicola, dans la Quesnellie. Les skarns calcosilicatés siliceux renfermant de l'or, de la pyrrhotine, de la pyrite, de la sphalérite et de la galène sont en relation spatiale avec les filons-couches et les dykes de monzodiorite porphyrique qui ne sont pas datés mais qui, selon Roberts et McClintock(1984), sont cogénétiques des coulées situées plus haut dans la séquence. La production a débuté en 1988 dans la zone de Heino-Money qui, combinée aux zones d'East Ridge, contient des réserves prouvées et indiquées par forage de 730 500 tonnes à 9,3 g/t de Au (Esperanza Explorations Ltd., rapport interne, 1989).

Au ruisseau Aylwin, à 8 km au sud de Silverton, le gisement pré-accrétionnaire de Willa, est contenu dans une pipe bréchique exceptionnelle qui se situe dans une enclave de coulées d'andésite à augite, de roches pyroclastiques et de roches volcanoclastiques du Groupe de Rossland, dans la partie septentrionale du Batholite de Nelson (Wong, 1985). Un dyke annulaire de latite quartzique porphyrique, qui, avec un stock de porphyre à feldspath plus récent, contient un stockwerk à minéralisation de Au-Cu-Ag, a produit un âge U/Pb sur zircon de 194 Ma, ce qui le place au Jurassique précoce (Brown et Logan, 1988). Ces intrusions sont donc beaucoup plus vieilles que les plutons de la Suite de Nelson (Jurassique moyen) qui les contient, mais contemporaines des volcanites du Groupe de Rossland. Les intrusions felsiques et les sulfures sont recoupés par une pipe bréchique intrusive. Les filons de pyrite, chalcopyrite, ±-pyrrhotine et magnétite contenant des métaux précieux sont associés à une gangue constituée d'un assemblage calcosilicaté (Wong, 1985). La zone West contient des réserves prouvées de 550 000 t à 7 g/t de Au, 1,04 % de Cu et 8,6 g/t de Ag (George Cross Newsletter, 1er mai 1988).

Dans la région de la rivière Quesnel (centre de la Colombie-Britannique), une minéralisation pré-accrétionnaire de Cu-Au et de Au est associée à des intrusions de granitoïdes alcalins; ces dernières sont comagmatiques et hypovolcaniques par rapport à une succession de roches basaltiques d'arc insulaire calco-alcalines à alcalines (shoshonitiques), qui comprend le puissant (5 000 m d'épaisseur) intervalle supérieur du «Groupe de Quesnel River», corrélatif de l'Assemblage de Nicola (Morton, 1976; Bailey, 1978). À 56 km au nord-est du lac Williams, le gîte de Mount Pelley (Cariboo Bell), une minéralisation de Cu-Au associée à un porphyre alcalin, contient des réserves exploitables de 48,3 millions de tonnes à 0,38 % de Cu et 0,55 g/t de Au (Imperial Metals Corp., rapport interne, 1990). Un laccolite hypovolcanique de syénite datant du tout début du Jurassique moyen s'est mis en place dans un centre éruptif de trachybasalte. Dans la syénite, deux zones bréchiques contiennent une minéralisation disséminée en magnétite, chalcopyrite et pyrite, en plus de présenter une altération potassique étendue (Hodgson et al., 1976).

Le gisement de Quesnel River (QR), situé à 15 km au nord-ouest de Cariboo Bell, est un dépôt de pyrite-épidote aurifère s'étant substitué à des couches calcareuses au contact de coulées porphyriques à augite alcaline et d'une argilite sus-jacente. Deux zones minéralisées en or, pyrite et chalcopyrite dans une auréole de propylitisation entourent un petit stock composite de diorite et de monzodiorite du Jurassique précoce (201 ± 7 Ma) (Fox et al., 1987; voir tableau 19-4-5). À l'est de la rivière Quesnel, des zones aurifères de direction nord-ouest pourraient aussi être apparentées aux petits stocks alcalins qui recoupent la séquence volcano-sédimentaire sous-jacente. Au sud du lac Quesnel, Panteleyev (1987) a relevé de vastes zones de propylitisation associées à une suite de stocks alcalins du Jurassique précoce (192 à 196 Ma). Une unité de phyllade noire à texture porphyroblastique du Trias moyen et supérieur, située à la base et à l'est des volcanites alcalines du Norien, renferme des gisements d'or stratoïdes sans lien apparent avec les intrusions (p. ex. Frasergold).

Le gisement porphyrique de Cu-Au de Lorraine, situé à 56 km à l'ouest de Germansen Landing (56°N de latitude), est composé de deux zones de chalcopyrite, bornite et magnétite disséminées dans le pluton de syénite de Duckling Creek (Garnett, 1978). Ce gisement du Jurassique moyen est plus récent que d'autres porphyres alcalins de la Suite de Copper Mountain, et le pluton est encaissé, non pas dans des volcanites cogénétiques, mais plutôt dans le Batholite de Hogem de composition calco-alcaline et datant du Jurassique précoce. Le pluton est cependant rattaché à la Suite de Copper Mountain, qui présente une pétrologie similaire, plutôt qu'à la Suite de Three Sisters, contemporaine de l'accrétion, qui se trouve à 200 km au nord-ouest (Woodsworth et al., chapitre 15).

La principale suite de plutons accrétionnaires recoupant la Quesnellie est la Suite de Nelson (Jurassique moyen), qui est de composition calco-alcaline; il en a été question dans la section intitulée «Terrane de Kootenay». Dans le district de Rossland, dans le sud-est de la Colombie-Britannique (Fyles, 1984), la Monzonite de Rossland, pluton que Gilbert (1948), Thorpe (1967) et Little (1982) rattachent au pluton de Trail du Batholite de Nelson, est étroitement associé à la minéralisation en sulfures de fer à Au-Cu. Thorpe et Little (1973) ont établi un lien entre la zonation minérale des filons et la formation d'associations minérales de skarns d'une part, et la minéralisation pyrométasomatique génétiquement associée à la Monzonite de Rossland d'autre part. Depuis ses débuts en 1894, la production du camp minier de Rossland n'a été dépassée que par celle du camp minier de Bridge River en Colombie-Britannique; au total, 85,4 t de Au ont été produites à partir de 5,6 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne de 13 g/t de Au, 17 g/t de Ag et 1 % de Cu (tableau 19-1).

Le prospect de Frasergold, près du pic Eureka, à 25 km au sud du lac Quesnel, se présente comme une zone de filons déformés de quartz, carbonate, pyrite et or, qui,

Tableau 19-1. Principaux producteurs d'or de la Cordillère entre 1894 et 1984.

GISEMENT OU CAMP MINIER	ANNÉES D'EXPLOITATION	TONNES TRAITÉES (10^6)	OR RÉCUPÉRÉ (TONNES)	TERRANE OU SOUS-TERRANE HÔTE	TYPE DE GISEMENT
1. PLACERS AURIFÈRES Yukon Colombie-Britannique	1885-1984 1857-1984	— —	353,934 164,861	divers	Placer Placer
2. BRIDGE RIVER Bralorne, Pioneer,	1899-1978	7,319	129,963	Bridge River, Cadwallader	Filons de quartz mésothermaux de type Motherlode (Californie); «type Bralorne» : Au(As-W); «type Minto» : Au-Ag(As-Sb-Zn-Hg).
3. ROSSLAND Le Roi, Centre Star, War Eagle, Josie, etc.	1894-1974	5,625	85,387	Quesnellie	Filons de sulfures contrôlés par des fractures et des failles; minéralisation en Cu-Au (teneur moyenne en Au de 13 g/t, en Ag de 17 g/t et en Cu de 1 %); associés à des intrusions du Tertiaire (Fyles, 1984).
4. PORTLAND CANAL-STEWART Silback-Premier Mine	1918-1976 1989-	4,237	56,117	Stikinie	Filons et stockwerks de quartz et de sulfures; gisement épithermal «télescopé». Production de 1 270 t de Ag. En 1987, les réserves des mines à ciel ouvert se chiffraient à 5,8 Mt à 2,37 g/t de Au et 92,2 g/t de Ag.
5. HEDLEY Nickel Plate, Hedley, Mascot, French, Good Hope, etc.	1904-1955 1987-	3,612	53,829	Quesnellie	Skarns. Zones calcosilicatées à pyroxène, à contrôle à la fois structural et lithologique, minéralisées en arsénopyrite et en tellurures ainsi qu'en sulfures de métaux de base associés à des dykes et des filons-couches tardifs du Jurassique. Les réserves des mines à ciel ouvert se chiffrent à 10,8 Mt à 4,56 g/t de Au.
6. CARIBOO-BARKERVILLE Cariboo Gold Quartz,Island Mountain (Aurum),Mosquito Creek	1933-1983	2,730	38,059	Kootenay/ Barkerville	Filons de quartz et gisements de substitution de pyrite (massive) à contrôle lithologique.
7. BOUNDARY-GREENWOOD Phoenix, Motherlode, Greyhound, BC, Emma, Oro Denoro, etc.	1900-1978	31,795	32,680	Quesnellie	Skarns dominants. Gisements de sulfures de cuivre et de magnétite à gangue calcosilicatée,associés à des intrusions, ou à contrôle structural; présence de minéralisations génétiquement apparentées, sous forme de gisements porphyriques de cuivre et de filons périphériques.
8. SHEEP CREEK ET YMIR Queen, Reno, Kootenay, Goodenough, Yankee Girl, etc.	1899-1943	2,585	28,926	Kootenay et Quesnellie	Filons de quartz logés principalement dans des failles recoupant des quartzites et des cornéennes. Parent possible avec des intrusions du Jurassique moyen-Crétacé moyen.
9. ISLAND COPPER	1971-1984*	168,761	19,920	Wrangellie	Gisements porphyriques de Cu-Mo; associés à des dykes en milieu volcanique, dans des lithologies calco-alcalines. Jurassique moyen-tardif. Intrusions d'Island de la suite plutonique de l'île de Vancouveren
10. COPPER MOUNTAIN Similkameen/Ingerbelle	1914-1984*	107,725	16,915	Quesnellie	Gisements porphyriques de Cu; associés à des stocks alcalins du Jurassique précoce en milieu volcanique. Suite plutonique de Copper Mountain

* Mine en exploitation en 1987

selon Bloodgood (1987), se sont formés durant la phase précoce de la déformation structurale de la région, sous forme de ségrégations métamorphiques engendrées par l'accrétion de la Quesnellie.

Dans le district de Slocan-Silverton, dans le sud-est de la Colombie-Britannique, les couches du Groupe de Slocan (Trias supérieur) affectées par des plis isoclinaux (Orchard, 1985) ont été recoupées, au cours des phases intermédiaire et tardive de la déformation, au Jurassique moyen, par le Batholite de Nelson ainsi que par les dykes et filons-couches associés (Woodsworth et al., chapitre 15). Des filons de Ag-Pb-Zn que Cairnes (1934) et Hedley (1952) ont attribués à des intrusions secondaires suivent les failles et les dykes qui recoupent les unités plissées d'argilite, quartzite, calcaire et tuffite.

Comme dans la province de Cork (Hedley, 1947), les gisements de substitution du district de Slocan ne sont présents que dans des calcaires. Une zonation de la minéralisation s'observe à l'échelle du district et se manifeste par le passage en profondeur d'une association de Ag-Pb, à une autre de Pb-Zn-Ag, puis à Zn; cette zonation a été attribuée par Hedley (1947) à l'influence thermique prolongée du Batholite de Nelson. Selon Andrew et al. (1984), les rapports isotopiques du plomb dans la galène des gisements du district de Slocan définissent une isochrone de 160 Ma qui représente un mélange de Pb des parties supérieure et inférieure de la croûte, dû à l'activité magmatique du Batholite de Nelson. Entre 1894 et 1950, les mines du district de Slocan ont produit 1 780 t de Ag, 192 130 t de Pb et 139 700 t de Zn (Hedley, 1952, tableau 19-4-3A).

contiennent des filons de métaux de base riches en Au et Ag. Comme dans le district de Slocan, les filons recoupent en discordance des strates qui ont subi un métamorphisme de contact et qui sont adjacentes à des dykes granitoïdes associés au Batholite de Nelson (Cockfield, 1936; McAllister, 1951; Høy et Andrew, 1988). On a extrait au total 29 t de Au à partir des nombreuses mines de petite taille dans la région d'Ymir-Sheep Creek, d'abord entre 1896 et 1908 puis entre 1934 et 1940 (McAllister, 1951; tableau 19-1).

Une minéralisation post-accrétionnaire de Au, Ag, Mo et U est associée à des roches du sous-terrane d'Okanagan (Quesnellie), dans la région de Beaverdell (centre sud de la Colombie-Britannique). À l'instar des gisements aurifères situés ailleurs dans la Quesnellie, les filons de métaux de base riches en Au du gisement de Carmi sont associés à des roches volcaniques relativement vieilles d'aspect océanique, en l'occurrence les volcanites mafiques de la Formation de Wallace, qui ont été corrélées avec le Permien du Groupe d'Anarchist (Little, 1961; Peatfield, 1978). À la mine Beaverdell (Highland Bell), les veines de tension de Zn-Pb riches en Ag se trouvent principalement dans la diorite quartzique et la granodiorite du Batholite de West Kettle (probablement du Jurassique moyen), qui se compare à la Suite de Nelson (Woodsworth et al., chapitre 15). Cependant, l'âge de la minéralisation de Ag a été établi à 50 Ma par datation K/Ar de dykes felsiques antérieurs et postérieurs à la minéralisation qui sont apparentés au stock de monzonite quartzique de Beaverdell (Christopher, 1975; Watson et al., 1982). Des stocks et des dykes porphyriques de composition alcaline à calco-alcaline, associés à un prospect de minéralisation disséminée de Mo et à un prospect de plus grande dimension de Mo-U-F situé à 6 km au nord-ouest de Carmi, remontent également à l'Éocène et sont probablement apparentés à la suite alcaline de Coryell du Tertiaire précoce.

Les stocks de Coryell et les plutons calco-alcalins du Batholite composite d'Okanagan sont sous-jacents à deux importants gisements d'uranium basaux, ceux de Blizzard et de Tyee, situés à 25 km au nord-est de Beaverdell. Le gisement de Blizzard, dont les réserves se chiffrent à 4 000 t d'U (Sawyer et al., 1981), est le plus important en son genre dans la Cordillère canadienne. Ces gisements, comme d'autres similaires situés près du lac Hydraulic et ceux du district uranifère probablement contigu de Spokane (Washington), sont associés à des granitoïdes riches en U du Tertiaire précoce et à des volcanites continentales apparentées. Les minéraux secondaires d'uranium dérivés de roches uranifères du socle sont concentrés dans des sédiments de paléochenaux, où l'oxydation a été retardée par la mise en place d'une couverture de basaltes de plateau appartenant à l'Assemblage de Chilcotin (Bell, chapitre 20).

Dans le sous-terrane d'Okanagan, des roches océaniques du Paléozoïque, à l'est comme à l'ouest de la zone de cisaillement crustale d'Okanagan, dans le sud de la Colombie-Britannique (Tempelman-Kluit et Parkinson, 1986), contiennent plusieurs petits gîtes aurifères qui sont probablement post-accrétionnaires. Au camp minier de McKinney, à 25 km au nord-ouest de Rock Creek, de l'or a été récupéré entre 1894 et 1902 à partir de filons de métaux de base logés dans des roches vertes du Groupe d'Anarchist (Permien) (Hedley, 1940). Il sont parmi les premiers gisements filoniens à avoir été exploités dans la province. Aux camps miniers d'Oliver, de Fairview, de Twin Lakes et de Dividend, situés à l'ouest de la zone de cisaillement crustale d'Okanagan, qui présente un faible pendage vers l'ouest, des filons déformés de quartz contenant des métaux précieux et des métaux de base sont encaissés dans le Groupe de Kobau ainsi que dans les formations d'Old Tom et de Shoemaker, en position adjacente par rapport aux plutons granitoïdes du Jurassique moyen-Crétacé précoce. Jusqu'en 1945, la production cumulative de ces camps a été de l'ordre de 4 000 kg de Au (Hedley et Watson, 1945). Les datations radiométriques de la minéralisation filonienne indiquent des âges situés principalement au Jurassique moyen, et elle serait alors probablement associée au plutonisme postérieur à l'accrétion; certaines minéralisations de Au épithermales remontent à l'Éocène et sont probablement associées à une activité hydrothermale post-accrétionnaire qui a accompagné la formation de failles de détachement dans un milieu soumis à un régime en extension (Parrish, chapitre 17).

Dans le district de Greenwood, dans le centre sud de la Colombie-Britannique, une importante minéralisation de Cu-Au-Ag a accompagné la mise en place post-accrétionnaire de granitoïdes (probablement du Jurassique moyen) dans des roches océaniques du Paléozoïque supérieur du sous-terrane d'Okanagan et dans des strates sédimentaires triasiques sus-jacentes de la Quesnellie. Dans la synthèse qu'il a présentée sur la production de 26 mines de ce district entre 1893 et 1985, Church (1986) fait observer que la plupart des gîtes filoniens de Ag-Au-Pb-Zn sont contenus dans des stocks de granodiorite du Batholite de Wallace Creek, qui date du Crétacé précoce. Les filons encaissés dans des roches ultramafiques, des schistes, des roches vertes et des argilites des groupes de Knob Hill et d'Attwood du Paléozoïque s'observent habituellement près des contacts avec la granodiorite. Toutefois, la majeure partie de la production minérale dérive de cinq skarns à Cu-Au-Ag ayant pour roche hôte un calcaire de la Formation de Brooklyn (Trias moyen et supérieur) (Little, 1983). La presque totalité du cuivre (270 000 t), 94 % de l'or (36 t) et 64 % de l'argent (117 t) extraits dans le district de Greenwood proviennent des skarns de Phoenix, de Mother Lode, d'Oro Denoro, de Greyhound et de Marshall (Church, 1986, tableaux 19-1 et 19-4-1). Dans un skarn typique, la pyrite, la chalcopyrite et la magnétite sont liées à une association riche en grenat composée d'andradite, de clinozoïsite, de diopside et de quartz (Carswell, 1957).

Des quantités non négligeables de Pt et de Pd accompagnent les minéralisations de Cu, Ag et Au dans les intrusions de Coryell (Éocène) du sud-est de la Colombie-Britannique (Drysdale, 1915). Un prospect attire actuellement l'attention, soit celui de Sappho, à 10 km au sud de Greenwood (Church, 1986), qui est constitué d'une minéralisation de pyrite et chalcopyrite à Ag, Au, Pt et Pd, associée à des concentrations de shonkinite et de pyroxénite qui se trouvent en bordure des intrusions de syénite à augite servant de roches hôtes (Hulbert et al., 1988). Un gisement semblable, le prospect de Maple Leaf, situé dans le camp minier de Franklin, à 80 km à l'ouest-nord-ouest de Nelson (O'Neill et Gunning, 1934), est associé à des intrusions du Jurassique tardif antérieures à celles de la Suite de Coryell (Keep, 1989).

Les stockwerks à minéralisation de Cu-Mo du gisement porphyrique de Brenda sont nettement plus récents et beaucoup moins altérés que ceux des gisements porphyriques pré-accrétionnaires logés dans l'Assemblage

Dans le district d'Ymir-Sheep Creek, à la bordure sud-est du Batholite de Nelson, des strates plissées de la Quesnellie faisant partie du Groupe d'Ymir (Trias) et du Groupe de Rossland (Jurassique inférieur) (Little, 1960)

de Nicola à proximité. La minéralisation de Cu-Mo contenue dans une unité de diorite quartzique du Batholite de Pennask (Jurassique précoce) a été interprétée par Soregaroli et Whitford (1976) comme remontant au Jurassique terminal. Au moment de la mise en production du gisement en 1969, les réserves s'élevaient à 144 millions de tonnes à 0,183 % de Cu et 0,049 % de MoS_2.

Au mont Boss, dans la région de Cariboo (centre de la Colombie-Britannique), une minéralisation de Mo de type porphyrique du Crétacé moyen est surimposée au Batholite de Takomkane (Jurassique précoce) qui a fait intrusion dans des roches volcaniques de l'Assemblage de Nicola. Une séquence de filons de molybdénite est contenue dans des dykes et des brèches felsiques apparentés au stock adjacent de monzonite quartzique de Boss Mountain (Soregaroli et Nelson, 1976). Entre 1965 et 1982, 2,2 millions de tonnes de minerai à 0,7 % de Mo ont été extraites (tableau 19-3).

Terrane de Cache Creek

Le terrane de Cache Creek est un assemblage disloqué qui se compose principalement de roches océaniques et de complexes de subduction (Paléozoïque supérieur à Mésozoïque inférieur) et qui s'étend, au sein du Domaine intermontagneux, du centre du Yukon jusqu'au sud de la Colombie-Britannique (fig. 19-1D, en pochette). Dans le nord de la Colombie-Britannique, de vastes plutons de roches ultramafiques et mafiques variablement serpentinisées du sous-terrane de French Creek (Monger, chapitre 8) renferment des gîtes minéraux caractéristiques des roches ultramafiques de type alpin des terranes océaniques; ces gisements sont présumés antérieurs à l'accrétion. Dans la région du mont King (lac Cry), de la néphrite a été extraite de plusieurs petits gisements logés dans des roches ultramafiques serpentinisées bordées par des failles (Leaming, 1978). Toujours dans la région du lac Cry, des stockwerks de chrysotile de valeur subéconomique (p. ex. Letain) et des disséminations de sulfures de Cu-Ni (p. ex. Pyrrhotite) se sont formés dans des roches ultramafiques. Des gisements de néphrite et des indices de chromite en forme de lentilles sont logés dans des plutons ultramafiques des Intrusions de Trembleur aux monts Sydney Williams et Ogden, dans le centre de la Colombie-Britannique.

Les gisements polymétalliques de Kutcho Creek, encaissés dans des volcanites felsiques dans la région du lac Cry (Bridge et al., 1986), sont les seuls gisements de sulfures massifs volcanogènes d'importance à se trouver dans l'empilement de vaste étendue de roches volcaniques d'arc de l'intervalle Trias supérieur-Jurassique inférieur, dans le centre et l'est de la Cordillère. Ils marquent le passage exceptionnel, au Trias tardif, des tholéiites de Cache Creek aux basaltes et rhyolites d'affinité calco-alcaline sus-jacents (Thorstad et Gabrielse, 1986). Le volcanisme d'arc calco-alcalin pourrait signaler le début de la subduction de la Stikinie sous le terrane de Cache Creek au moment de leur réunion (H. Gabrielse, communication personnelle, 1988). La minéralisation volcanogène contemporaine date donc du tout début de l'accrétion. La complexité de la chimie alcaline à subalcaline caractérisant le volcanisme d'arc insulaire du Trias tardif de la Cordillère a été attribuée à une subduction oblique par Monger (1977) et Paterson (1977), et à une subduction rapide accompagnée de rifting par Souther (1977). Les gisements de Cu-Zn-Ag de Kutcho Creek se comparent aux gisements de type Kuroko du Japon, qui présentent un lien génétique avec une suite magmatique calco-alcaline, interprétée comme faisant partie intégrante d'une séquence de roches volcaniques d'arc associées à une zone de subduction (Bridge et al., 1986; Sato et Sasaki, 1973). Dans les séquences d'arc insulaire de la Cordillère du Trias supérieur, la rareté des volcanites calco-alcalines et l'absence de sulfures massifs volcanogènes sont attribuables l'une comme l'autre au style de subduction. La dimension et la teneur des gisements de Kutcho Creek sont données au tableau 19-2.

Entre le lac Williams et Quesnel, le pluton de diorite et de diorite quartzique de Granite Mountain (Suite de Guichon) a été injecté dans des strates volcaniques et sédimentaires du terrane de Cache Creek au tout début du Jurassique. À la mine Gibraltar, un gisement porphyrique de Cu-Mo, ont été reconnus de multiples épisodes d'intrusion, de déformation, de métamorphisme jusqu'au faciès des schistes verts et de minéralisation, qui se sont déroulés sur un court laps de temps et se sont même chevauchés, vers 204 Ma (Drummond et al., 1976). Dans ses dernières phases, la minéralisation filonienne de Cu-Mo n'a été que faiblement déformée. La minéralisation en Cu-Mo à la mine Gibraltar a coïncidé avec un épisode de cisaillement intense de direction nord-ouest, qui est probablement contemporain de la réunion du terrane de Cache Creek avec la Quesnellie à l'est et avec la Stikinie à l'ouest. Même si d'autres plutons des suites de Guichon et de Copper Mountain d'âge équivalent et peut-être légèrement plus récent sont parfois considérés comme pré-accrétionnaires, le continuum d'événements bien documentés qui se sont produits à la mine Gibraltar semble plutôt indiquer qu'ils remontent au tout début de l'accrétion. Au début des travaux d'exploitation, en 1972, les réserves de minerai se chiffraient à 326,5 millions de tonnes à 0,37 % de Cu et 0,016 % de MoS_2 (Drummond et al., 1976; tableau 19-3).

Le terrane de Cache Creek renferme une importante minéralisation post-accrétionnaire de Hg le long de la faille qui le sépare de la Quesnellie à l'est, dans le centre de la Colombie-Britannique. Une zone réunissant au moins 12 indices de Hg s'étend sur 100 km vers le nord-ouest, du lac Pinchi jusqu'au mont Ogden. Elle comprend la mine Pinchi Lake, qui a produit 6 millions de kilogrammes de Hg entre 1942 et 1975 (Annuaire des minéraux du Canada, 1975) et la mine Bralorne Takla, plus petite. À l'intérieur de la zone de failles de Pinchi, la faille de Pinchi et les failles secondaires contiennent des gisements filoniens de substitution et des gisements de remplissage de brèches constitués de cinabre rouge aux contacts des unités de calcaire massif. Les roches ultramafiques serpentinisées, le chert, l'argilite et les roches vertes présents le long de cette zone de failles minéralisée ont subi une altération intense qui a donné naissance à une association de carbonates de Fe-Mg, de quartz, de mariposite, de chlorite et de talc (Armstrong, 1949). La minéralisation hydrothermale de Hg est plus récente que les schistes bleus du Trias supérieur associés à la réunion des terranes et que le conglomérat du Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur décrits par Paterson (1977); elle pourrait avoir coïncidé avec la fin d'un épisode de soulèvement, de magmatisme et de coulissage, qui s'est échelonné de l'Éocène à l'Oligocène (Gabrielse, 1985).

Tableau 19-2. Gisements de sulfures massifs volcanogènes

Gisement	Lithologie hôte Lithologie	 Âge	 Terrane ou Assemblage	Dimension (Mt)	Teneur % Cu	 Zn	 Pb	Teneur g/t Ag	 Au	Sulfures de fer	Sulfates, autres métaux	Références
Britannia	G. de Gambier - andésite à dacite	Jurassique-Crétacé	Comp. plutonique côtier; G. de Gambier	47,8	2,8	0,26		3,8	0,3	py	ba,ah,gyp	Payne et al., 1980
Westmin	G. de Sicker -	Dévonien	Wrangellie									
Lynx-Myra	basalte,			6,1	1,4	7,6	1,2	106	2,1	py	ba	Walker, 1983;
H-W	rhyolite			13,8	2,2	5,3	0,3	37,7	2,4			rapports de soc. min.
Kutcho Creek	«F. de Kutcho»-	Trias	Cache Creek							py		Bridge et al., 1986
Zone Kutcho	schiste,			17,0	1,62	2,32	0,06	29,2	0,3			
Zone Sumac West	rhyolite			10,0	1,0	1,2						
Zone Esso West				1-1,5	~3	~4						
Tulsequah Chief	«volcanites de Stikine» volc. fels.	Paléozoïque (Penn./ Permien?)	Stikinie	0,83 5,26	1,59 1,60	7,0 7,03	1,54 1,31	127 100	3,8 2,7	py	ba	Rapport annuel 1989 Redfern Ress.
Eskay Creek à l'exception de la zone 21A	mudstone, dykes volc. felsiques, andésite	Jurassique	Stikinie	3,97				998	26	py	Pb,Zn	rapports de soc. min.,1990
Twin J	G. de Sicker - basalte, rhyolite	Dévonien	Wrangellie	0,6	3	0,9	0,08	~100	~2	py	ba,ah	Stevenson, 1945
Lara	G. de Sicker - basalte, rhyolite	Dévonien	Wrangellie	0,84	0,6	3,6	0,8	80,5	3,3	py		rapports de soc. min., 1987
Seneca	F. de Harrison Lake - andésite, rhyolite	Jurassique	Harrison	~0,9	0,84	5,2	0,2	55,5	1,1	py	ba,gyp	rapports de soc. min., 1984
Homestake	F. d'Eagle Bay - schiste, volc. felsiques	Dévono-Missis-sippien	Kootenay	0,9	0,55	4	2,5	224	0,8	py	ba	Høy et Goutier, 1986;
Rea et Samatosum	F. d'Eagle Bay - schiste, volc. fels., phyllade chert, basalte	Dévono-Missis-sippien	Kootenay	0,243 0,6	0,53 1,2	2,25 3,5	2,15 1,7	73,4 1100	6,5 1,8	py,ars py	ba	Høy et Goutier, 1986 rapports de soc. min.
Ecstall	schistes - volc. fels.?	Paléozoïque ?	Comp. plutonique côtier; pendentifs métamorphiques	4,5	0,8	2,3				py		Bacon, 1953
Windy-Craggy	«G. de Tats» - basalte, silt-stone, calcaire	Trias tardif	Alexander	165,4	1,9	tr.		3,9	0,2 ≤12,8	po,py	,08%Co	rapports de soc. min., 1990
Greens Creek	argilite,chert tuf rhyolitique	Trias tardif	Alexander	3,1	0,5	9,7	3,9	823	6,17	py,po	ba	Berg, 1981 Buneltzen, et al., 1988
Anyox	basalte, siltstone	Trias?	Comp. plutonique côtier; Stikinie?	25,1	1,4			9,5	0,17	po,py		Sharp, 1980; Alldrick, 1986
Granduc	«F. de Unuk R.» - schiste, andésite, sédiments calc. et siliceux.	Jurassique	Stikinie	32,5	1,93			7	0,13	po,py		Grove, 1986
Goldstream	G. de Lardeau - phyllade, schistes calc. et graphitiques	Paléozoïque précoce et moyen	Protocontinent nord-américain	3,2	4,5	3,1		20		po	chert mangani-sifère	Høy et al., 1984
Chu Chua	F. de Fennell - basalte	Permien	Slide Mountain	~3	2	0,5		9	0,5 ≤ 3	py	,05 à 0,1% Co	Aggarwal et Nesbitt, 1984
Sunro	F. de Metchosin - basalte, gabbro	Tertiaire	Crescent	2,8	1,3			2	0,7	po,py		Stevenson, 1950

Principales sources de données : compilation inédite de T. Høy (1984); McMillan et al. (1986).
Abréviations utilisées: po-pyrrhotine, py-pyrite, ars-arsénopyrite, gyp-gypse, ba-barite, ah-anhydrite, Co-cobalt

Tableau 19-3. Principaux gisements porphyriques de Cu-Mo

Gisement	Position Fig. 19-13	Années d'exploitation	Dimension (million de tonnes) production jusqu'en 1984	Réserves	Teneur du mineral récupéré et des réserves			
					Cu%	Mo%	Au g/t	Ag g/t
Bell (Newman)	1	1972-1982*	42	17	0,37	-	0,17 (,35)	1,0
Granisle		1966-1982	52	-	0,41	-	0,09 (,12)	1,12
Gibraltar	2	1972-1984*	152	163	0,35	0,004	- (,007)	1,03
Highland Valley	3	1962-1984*						
Lornex			228	349	0,39	0,013	0,0005(,006)	1,2
Bethlehem			106	38	0,50	-	0,012	0,1
Highmont			35	88	0,25	0,024	- (,004)	0,9
Valley Copper			17	559	0,48	-	0,014	
JA			-	286	0,43	0,017	-	
Brenda	4	1970-1984*	131	33	0,16	0,026	0,014 (0,031)	0,63
Island Copper	5	1971-1984*	114	143	0,45	0,01	0,11	0,63
Fish Lake	7			218	0,24	-	0,51	1,5
Poison Mountain	8	-	-	159	0,33	0,007	0,12 (0,3)	3,1
Catface	9	-	-	151	0,45	-	-	
Berg	10	-	-	238	0,39	0,03	- (,05)	5,0
Schaft Creek	14	-	-	910	0,3	0,025	(0,11 - ,32)	1,5
Casino	16	-	-	162	0,37	0,023	- (,32)	1,75
Copper Mountain	18	1917-1962	31	-	0,9	-	0,19	3,9
Similkameen		1972-1984*	77	64	0,47	-	0,13	,63
Afton, Ajax, etc.	19	1977-1984*	15	56	0,75	-	0,44 (,60)	4,0
*Mount Polleg	20	-	-	48,3	0,38	-	,55	4,5
Stikine - (Galore Ck.)	22	-	-	125	1,06	-	- (,40)	7,7
Mt Milligan	22a	-	-	417	0,221	-	0,49	1,0
Endako	23	1965-1982*	139	141	-	0,08	-	
BC Moly - (Kitsault)	24	1967-1972	45	36	-	0,2	0,01	4,6
Boss Mountain	25	1965-1982	2,2	-	-	0,7	-	
				4,2	-	0,14	-	
Logtung	26	-	-	145	-	0,03	0,13% WO_3	
Glacier Gulch	27	-	-	30	-	0,16	0,06% WO_3	
Ajax	28	-	-	197	-	0,07	-	
Adanac	29	-	-	201	-	0,06	- (,01)	0,20
Red Mountain	30	-	-	187	-	0,10	-	
Quartz Hill (Alaska)	31	-	-	1207	-	0,13	-	

* mine en exploitation
( ) teneur en métaux précieux des réserves géologiques
Sources: statistiques de production minière; Sinclair et al. (1982), données de société non publiées.

Des filons mésothermaux de sulfures à Au-Ag s'observent dans des contextes géologiques essentiellement identiques à ceux des filons de Hg. À l'intérieur et à proximité de la zone de failles de Pinchi, les prospects de Lustdust (Kay), d'Indata Lake et de Snowbird sont associés à des zones de failles carbonatisées dans des calcaires. La présence d'or de placer à grain grossier et anguleux, transporté par les ruisseaux circulant dans la zone de failles de Pinchi, indique une source locale (Armstrong, 1949). Au lac Dease et au ruisseau Wheaton, les placers aurifères reposent sur des roches du terrane de Cache Creek, mais les indices d'or filoniens découverts à ce jour sont peu nombreux. Dans le district d'Atlin, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, une grande quantité d'or provenant de placers a été prélevée dans des ruisseaux drainant plusieurs prospects de Au (Pb, Zn, Cu) de minéralisation filonienne mésothermale, notamment ceux de Spruce Creek, de Lakeview, de Surprise, de Yellowjacket et de Pictou. Des filons aurifères encaissés dans des roches vertes et de la serpentinite cisaillées et carbonatisées ont produit des datations Pb sur galène qui s'accordent avec l'âge des minéralisations de Au-Pb adjacentes à un stock de granite du Jurassique moyen.

Un important gisement de Mo et de nombreux indices de W, Sn et U sont associés à des plutons felsiques post-tectoniques de la Suite de Surprise Lake qui recoupent des strates de l'Assemblage de Cache Creek à Atlin. Des phases de monzonite quartzique du Crétacé tardif du pluton de Surprise Lake contiennent le gisement porphyrique de Mo d'Adanac (tableau 19-3), tandis que des greisens à minéralisation filonienne de W-Cu-Sn et des skarns à W-Sn (Cu-Pb-Zn) du lac Surprise sont présents près des

contacts du pluton avec les calcaires de Cache Creek (Christopher et Pinsent, 1982). Plusieurs prospects de U, Be, W et F caractérisent la métallogénie lithophile inhabituelle de la suite plutonique (Ballantyne et Littlejohn, 1982). À peu de distance, le Batholite de Fourth of July, pluton de composition dioritique à granodioritique du Jurassique moyen (Mihalynuk et al., 1991), renferme le gîte filonien de Ag-Pb-Zn d'Atlin Ruffner, qui a déjà été exploité.

Près de Cache Creek dans le sud de la Colombie-Britannique, le gisement porphyrique de Cu-Mo de Maggie, qui n'a pas encore été mis en valeur, est contenu dans un stock granitoïde du Paléocène, en concordance avec l'orientation nord-ouest des roches hôtes de l'Assemblage de Cache Creek (Miller, 1976). Le stock de Maggie pourrait être apparenté à une zone de gisements porphyriques de Cu-Mo isolée qui borde la marge orientale du Complexe plutonique côtier, mais dont la minéralisation semble principalement contrôlée par les failles à fort pendage qui marquent la limite méridionale du terrane de Cache Creek. À proximité se trouve le filon de Au-Ag-Cu de Big Slide, qui est associé à un stock de diorite d'âge et d'affinité non déterminés.

Stikinie

La Stikinie, le plus grand terrane de la Cordillère canadienne, occupe la majeure partie du Domaine intermontagneux et s'étend sur plus de 1 700 km, depuis l'est de l'Alaska jusqu'au centre sud de la Colombie-Britannique (fig. 19-1F, en pochette). Elle se présente comme un empilement cohérent de séquences volcaniques et sédimentaires du Dévonien-Jurassique et de suites plutoniques, en grande partie comagmatiques des roches volcaniques d'arc. Elle comprend les assemblages d'Asitka (Dévonien-Permien), de Stuhini (Trias), ainsi que de Hazelton et de Takwahoni (Jurassique inférieur et moyen); elle est recouverte par plusieurs séquences volcaniques et sédimentaires postérieures à l'accrétion, notamment les assemblages de Skeena, de Carmacks et de Kamloops (fig. 19-1F, en pochette).

Dans le nord-ouest de la Skikinia, les strates volcaniques et sédimentaires de l'Assemblage d'Asitka pourraient représenter un arc volcanique calco-alcalin du Paléozoïque supérieur, bordé de bancs carbonatés et de séquences de bassin composées de roches carbonatées, clastiques et cherteuses. Des sulfures massifs volcanogènes à minéralisation de Au-Ag-Zn-Cu-Pb du type des gisements Kuroko sont présents dans le district de Tulsequah (p. ex. Tulsequah Chief, Polaris Taku; tableau 19-2). Un épisode de déformation a précédé la reprise de l'activité volcanique au Trias tardif (du Carnien au Norien moyen) (Monger, 1980). Des séquences d'arc volcanique semblables de composition subalcaline à alcaline, dans lesquelles les brèches sont plus abondantes que les coulées, les tufs sous-marins, les calcaires et les argilites, se sont déposées pour former la partie ouest du Groupe de Takla dans l'est et le nord-est de la Stikinie, le Groupe de Stuhini dans le nord et le nord-ouest du terrane, ainsi que le Groupe de Lewes River dans la cuvette de Whitehorse.

La mine Golden Bear, un gisement aurifère qui a été mis en production en 1989, se trouve à 137 km à l'ouest de Dease Lake, dans le nord-ouest de la Stikinie. On y distingue trois zones minéralisées dont les réserves prouvées et probables se chiffrent à 1,3 million de tonnes à 11g/t de Au (North American Metals Corp., rapport annuel, 1987). Des filons mésothermaux de quartz aurifère contenus dans une zone de failles orientée vers le nord et longue de 20 km, sont encaissés dans des calcaires, dolomies et tuffites silicifés de l'Assemblage d'Asitka (Permien). Le principal épisode de minéralisation daterait, selon des études isotopiques, du Jurassique précoce (Schroeter, 1987).

Le prospect de Sustut Copper, dans le nord-est de la Stikinie, est un vaste assemblage stratoïde de sulfures de cuivre et de cuivre natif, encaissé dans des volcanoclastites intermédiaires du Groupe de Takla (Kirkham, 1970; Harper, 1977; Wilton et Sinclair, 1988). Des gisements de Cu (Ag) analogues dérivés du métamorphisme d'enfouissement ou de la diagenèse ont été observés à trois endroits, soit à la rivière White au Yukon, à la rivière Coppermine dans les Territoires du Nord-Ouest et dans la péninsule Keweenaw au Michigan (Kirkham, 1984).

Les porphyres à augite du Trias supérieur de la Stikinie présentent une pétrologie voisine de celle des volcanites de la partie est du Groupe de Nicola, dans la Quesnellie méridionale (Souther, 1977). La continuité des deux terranes est interrompue par le terrane de Cache Creek, que Mortimer (1986) interprète comme le vestige d'un intervalle de croûte océanique d'au moins 900 km qui s'est enfoncée sous la Quesnellie vers l'est. La polarité de l'arc de Stikine n'est pas connue, mais ses affinités chimiques et pétrologiques avec la Quesnellie suggèrent, comme le propose Mortimer (1987), une géométrie analogue à celle de l'arc de Nicola de polarité ouest.

Les suites plutoniques et les volcanites comagmatiques shoshonitiques (riches en K) de Polaris, de Stikine et de Copper Mountain pourraient avoir été générées par l'accolement de la Stikinie au terrane de Cache Creek, à l'est, au Trias tardif, ce qui a accentué le pendage vers l'est de la zone de subduction et entraîné le début de la subduction du terrane de Cache Creek vers le sud-ouest sous la Stikinie (Spence, 1985; de Rosen-Spence et Sinclair, 1988). Dans la Quesnellie, la Suite de Polaris renferme des plutons zonés de type alaskien, de composition mafique à ultramafique, qui recoupent des volcanites du même âge. Tout comme dans la Quesnellie, des suites plutoniques comagmatiques, contemporaines des roches volcaniques du Trias supérieur ou légèrement plus jeunes, renferment d'importants gisements porphyriques de la suite alcaline (gisement de Cu-Au-Ag de Galore Creek) et de la suite calco-alcaline (gisement de Cu-Mo de Schaft Creek; tableau 19-3).

Le soulèvement et le plutonisme ayant affecté les arches de Skeena et de Stikine à partir du Trias tardif ont exercé une influence sur la sédimentation jurassique dans le bassin de Bowser (en position intermédiaire entre les deux arcs), la zone volcanique de Toodoggone, le flanc sud de l'arche de Stikine, la zone de Hazelton présente sur l'arche de Skeena et sur ses flancs, ainsi que de la cuvette de Whitehorse au nord-ouest de l'arche de Stikine. Les roches du Jurassique inférieur et de la partie inférieure du Jurassique moyen sont d'origine marine et non marine et se composent typiquement de pyroclastites calco-alcalines, de coulées et de sédiments interstratifiés; tous ces roches se sont déposées dans une série de bassins, d'arches et de zones volcaniques qui étaient peut-être des éléments interreliés d'un seul et même arc insulaire complexe (Tipper, chapitre 8).

Plusieurs suites plutoniques calco-alcalines sont comagmatiques des volcanites d'arc de l'Assemblage de Hazelton et s'échelonnent du Jurassique précoce au début du Jurassique moyen, mais la relation génétique entre l'activité volcanique et plutonique et les processus de réunion ou d'accrétion de terranes n'a pas été établie. Dans le sud-ouest du Yukon, les stocks et les batholites calco-alcalins des suites de Klotassin et de Long Lakes sont peut-être comagmatiques du volcanisme calco-alcalin du Jurassique précoce dans la cuvette de Whitehorse (Tempelman-Kluit, sous presse). Des gisements porphyriques de Cu-Mo (p. ex. Cash, Klazan, Revenue) et gisements filoniens de Au-Ag (p. ex. Laforma) sont contenus dans les plutons de Big Creek, de Minto et de Granite. Des filons minéralisés en Au (Ag-Pb-Zn) sont contenus dans le Batholite de Klotassin du chaînon Moosehorn.

L'Assemblage de Hazelton, à lithologie principalement volcaniques, s'est déposé sur l'arche de Skeena et le long de ses flancs. Les sections les plus épaisses et les plus felsiques de la Formation de Telkwa du Jurassique inférieur coïncident avec les plutons de la Suite de Topley qui, selon Tipper et Richards (1976), constituent les racines comagmatiques du volcanisme de Telkwa. Aucune processus de minéralisation important ne semble avoir eu lieu dans la Suite de Topley. Des plutons déformés et métamorphisés du Jurassique précoce et moyen, qui longent la partie orientale du Complexe plutonique côtier et la bordure occidentale de la Stikinie à Stewart, à Terrace et au lac Whitesail, sont lithologiquement semblables à ceux de la Suite de Topley, et Woodsworth et al. (chapitre 15) les tiennent pour comagmatiques de la Formation de Telkwa du Groupe de Hazelton. Dans le district de Stewart-Iskut River, la Granodiorite de Texas Creek du Jurassique précoce, du même âge et probablement comagmatique, de même que les stocks et les dykes principalement alcalins s'y rattachant, sont associés à d'importants gîtes filoniens de Au-Ag (Cu-Mo). Ce sont notamment les mines Silbak-Premier et Big Missouri, qui sont actuellement en exploitation, et les prospects matures de Mount Johnny, Scottie, Sulphurets et Snip (Alldrick et al., 1987; Britton et Alldrick, 1988). De l'autre côté de la Stikinie, sur le flanc sud-ouest de l'arche de Stikine, des plutons calco-alcalins de la Suite de Black Lake recoupent les volcanites de Toodoggone (Jurassique inférieur), qui leur sont contemporaines et comagmatiques, de même que les roches volcaniques et sédimentaires sous-jacentes du Groupe de Takla. La métallogénie du district de Toodoggone est comparable à celle du district de Stewart-Iskut River. Elle comprend plusieurs gisements filoniens épithermaux de Au-Ag d'importance, notamment ceux de la mine Cheni et des prospects matures d'Al, de Mets et de Chapelle, mais aussi des gisements porphyriques de Cu-Mo et des skarns à Au-Cu; tous ces gisements datent du Jurassique précoce (Schroeter, 1983; Vulimiri et al., 1986).

Au camp minier d'Alice Arm, les gisements de Zn-Pb, de barytine et de jaspe à haute teneur en Ag, dont les anciennes mines Dolly Vardene et Torbrit, étaient interprétés jusqu'à récemment comme des filons épithermaux (Campbell, 1959). Une nouvelle étude de ces gisements (Devlin et Godwin, 1986) permet de conclure qu'ils constituent des parties structuralement déplacées d'une couche de sulfures massifs volcanogènes auparavant continue, encaissée dans des strates volcaniques de l'Assemblage de Hazelton du Jurassique inférieur.

Des plutons calco-alcalins de la Suite de Three Sisters, datant en grande partie du Jurassique moyen et faisant partie de l'arche de Skeena, recoupent des strates du terrane de Cache Creek qui ont été charriées vers le sud-ouest sur les strates du superterrane intermontagneux à l'époque de son accrétion au continent nord-américain (Anderson, 1983). Le porphyre alcalin de Red-Chris qui renferme un prospect de Cu-Au, pourrait être un membre alcalin de la Suite de Three Sisters, du Jurassique moyen, plutôt que de la Suite de Copper Mountain.

Des plutons felsiques de la Suite de Francois Lake (Jurassique tardif à Crétacé précoce) (Carter, 1982) recoupent les roches de la Stikinie, de la Quesnellie et du terrane de Cache Creek, le long de la partie orientale de l'arche de Skeena, dans le centre de la Colombie-Britannique. Les plutons post-accrétionnaires, dont les âges s'échelonnent de 135 à 145 Ma (White et al., 1970), comptent quelques intrusions du même âge qu'eux dans la Cordillère canadienne mais aucune volcanite comagmatique. Le pluton de monzonite quartzique d'Endako de la Suite de Francois Lake renferme la mine d'Endako, le gisement porphyrique de Mo le plus imposant au Canada; en 1971, ses réserves étaient estimées à 190 millions de tonnes à 0,15 % de MoS_2 (Dawson et Kimura, 1972; tableau 19-3).

La Suite de Whitehorse, composée de plutons post-tectoniques du Crétacé moyen, en grande partie de composition granodioritique, recoupe les groupes de Lewes River et de Laberge de la cuvette de Whitehorse. Selon Tempelman-Kluit (communication personnelle, 1987), elle est comagmatique des volcanites subaériennes du Groupe de Mount Nansen. Des skarns à Cu-Fe-Mo-Au-Ag faisant partie de la zone cuprifère de Whitehorse (longue de 30 km) se sont formés dans des indentations du contact dioritique occidental du pluton de Whitehorse. Des skarns riches en pyroxène et en grenat se sont formés à partir du calcaire et de la dolomie du Groupe de Lewes River (Meinert, 1986). La production totale de 11 gisements exploités par intermittence entre 1898 et 1982 se chiffre à 10 millions de tonnes de minerai à environ 1,5 % de Cu et 0,7 g/t de Au (Watson, 1984; tableau 19-4-1).

La Suite plutonique de Bulkley, datant du Crétacé tardif, forme une zone de stocks et batholites de faibles dimensions qui s'étend vers le nord le long de l'arche de Skeena et qui sont localisés le long de failles de direction nord (Carter, 1982). Ces plutons pourraient être contemporains de la Suite de Surprise Lake et des volcanites de l'Assemblage de Carmacks dans le nord de la Stikinie. Les volcanites de Brian Boru du Crétacé supérieur sont interprétées comme comagmatiques du stock de Rocher Deboule (Sutherland Brown, 1960). La Suite de Bulkley et les volcanites comagmatiques sont interprétées par Woodsworth et al. (chapitre 15) comme des produits, mis en place à faible profondeur, du plutonisme et du métamorphisme profonds dans le Domaine côtier à l'ouest, représentant un orogène en transpression contrôlé par un régime tectonique en extension.

Au gisement porphyrique de Glacier Gulch (Hudson Bay Mountain), à Smithers, deux épisodes de minéralisation en Mo-W sont associés à la mise en place d'un massif granodioritique tabulaire et, ultérieurement, d'un culot de porphyre quartzique (Kirkham, 1967; Bright et Jonson, 1976). Les gisements porphyriques voisins de Huckleberry et d'Ox Lake, situés à 80km au sud-ouest de Houston,

contiennent des minéralisations de Cu et Mo disséminées dans des culots de porphyre granodioritique et dans des cornéennes dérivées de tufs du Groupe de Hazelton (Carter, 1970; Sutherland Brown, 1969). Les filons de Au Ag (Cu-Pb-Zn) du prospect mature de Dome Mountain (20 km à l'est de Smithers) sont considérés (MacIntyre et al., 1987) comme contemporains des intrusions enfouies de la Suite de Bulkley, mises en place durant les phases initiales de plissement des volcanoclastites encaissantes de la partie inférieure du Groupe de Hazelton.

Parmi les plutons de la Suite de Nanika de l'Éocène, la plus étendue de la Stikinie, se trouvent les Intrusions de Nanika au sud du bassin de Bowser (Carter, 1982) de même que celles de Kastberg et d'Alice Arm, situées respectivement à l'est et à l'ouest du bassin (Woodsworth et al., chapitre 15). Les petits plutons, dykes et filons-couches granitiques à granodioritiques d'affinité calco-alcaline se sont mis en place le long de failles à fort pendage et de direction nord, qui sont partiellement associées à la mise en place antérieure de la Suite de Bulkley. Au sud du bassin de Bowser, les plutons de Nanika sont interprétés par MacIntyre (1985) comme les racines de roches volcaniques du même âge profondément érodées. Les gisements porphyriques d'importance associés aux Intrusions de Nanika comprennent le prospect de Cu-Mo de Berg (Panteleyev, 1981), les prospects de Mo de Lucky Ship et de Red Bird (sud-ouest de Houston), ainsi que les prospects de Mo de Mount Thomlinson et de Cu-Mo de Big Onion, situés respectivement dans les régions de Hazelton et de Smithers (Carter, 1982). Les réserves du gisement de Berg sont présentées au tableau 19-3. De petites intrusions felsiques polyphasées et les brèches associées des Intrusions de Nanika ont été injectées sous pression dans les roches de l'Assemblage de Hazelton qu'elles ont affectées d'un métamorphisme de contact. Les sulfures se sont déposés de préférence à leurs contacts fracturés et altérés. La mine Equity Silver (Goosly) est un stockwerk partiellement constitué d'amas semi-concordants de sulfures et de sulfosels de Ag-Cu-Au-Sb dans des roches pyroclastiques et clastiques de l'Assemblage de Skeena (Crétacé). Les gabbros, monzosyénites et monzonites quartziques (celles-ci étant un peu plus récentes), adjacents aux Intrusions de Goosly Lake sont hypovolcaniques par rapport aux centres volcaniques de l'Éocène (Church, 1971) et génétiquement apparentés à la minéralisation. Le gisement filonien de Ag-Zn-Au-Cu-Pb de Silver Queen (Nadina), ancienne mine située à 18km au sud de Houston, est encaissé dans des volcanites andésitiques du Crétacé tardif et est limité par des dykes de porphyre feldspathique semblables à ceux du lac Goosly (Leitch et al., 1990).

La Suite de Quanchus, dans le centre ouest de la Colombie-Britannique, est semblable à la Suite de Nanika, qui lui est contiguë à l'ouest, mais ne contient que des prospects de Cu-Mo de type porphyrique de moindre importance (Woodsworth, chapitre 15). Dans le chaînon Fawnie, le soulèvement et l'érosion des assemblages de Stuhini et de Hazelton ont exposé des centres volcaniques felsiques du Groupe d'Ootsa Lake du Tertiaire inférieur et des plutons comagmatiques de la Suite de Quanchus. Le gisement de Wolf, un prospect de Au-Ag de type filonien épithermal, a été corrélé par Andrew et al. (1986) avec la formation d'un dôme de résurgence dans une caldeira, tandis que le gisement de Capoose Lake, un prospect de Ag (Pb-Zn-Cu-Au) du même type, a été associé par Church et Diakow (1982) à un pluton porphyrique hypovolcanique.

Les Intrusions d'Alice Arm (Éocène) s'étendent vers le nord-ouest le long de la bordure orientale du Complexe plutonique côtier, de Terrace jusqu'à Stewart. Elles forment un groupe de stocks porphyriques généralement petits et très éloignés les uns des autres, dont la composition varie du granite à la monzonite quartzique et qui contiennent d'importants gisements porphyriques de molybdène. Elles recoupent des roches clastiques de l'Assemblage de Bowser du Jurassique supérieur, aux points de rencontre de failles d'orientation nord-nord-ouest et est-nord-est, ou à proximité de ces intersections (Carter, 1982). En Colombie-Britannique, l'ancienne mine Molybdenum (Kitsault) montre plusieurs phases de développement de filons à molybdénite et quartz associés à un stock zoné de monzonite quartzique-diorite quartzique (Steininger, 1985). La minéralisation de molybdénite se développe typiquement autour d'un noyau constitué d'un porphyre de monzonite quartzique porphyrique et d'une alaskite, qui présentent une altération potassique, tandis que les filons à Ag-Pb-Zn sont situés en périphérie des stocks (Carter, 1982). Les gisements de Bell Moly, Ajax et Roundy Creek sont d'autres gisements porphyriques de Mo d'importance qui font partie du camp minier d'Alice Arm (tableau 19-3).

Le pluton éocène de Hyder, dans la région de Stewart, au nord d'Alice Arm, est surtout composé de granodiorite à biotite (Smith, 1977) et associé à une abondante suite plutonique du Tertiaire précoce qui se trouve dans le nord-est du Complexe plutonique côtier (Woodsworth et al., chapitre 15). Ce pluton est spatialement lié à de nombreux gisements filoniens de Au-Ag-Pb-Zn, au nombre desquels figurent les importantes mines Prosperity-Porter Idaho, Silverado et Indian, qui ont autrefois été exploitées (Alldrick, 1985; Alldrick et al., 1987).

Les Intrusions de Babine de l'Éocène se présentent comme de petits stocks et dykes porphyriques distincts, de composition granodioritique à dioritique à biotite et à feldspath, dans une zone d'orientation nord-ouest contrôlée par des failles, dans la région du lac Babine. Les plutons à minéralisation cuprifère, qui comprennent des intrusions multiples sous forme de dykes porphyriques et de brèches (Kirkham, 1971), ont été considérés par Carter (1982) comme les centres volcaniques des roches effusives équivalentes de la région. Quatre importants gisements porphyriques de Cu-Au-Ag, à savoir la mine Newman (Bell Copper) actuellement exploitée et l'ancienne mine Granisle, ainsi que les prospects matures de Morrison et d'Old Fort, montrent une zonation annulaire des sulfures et des faciès d'altération, passant de potassique à phyllique, puis à argillique (Carson et Jambor, 1974), et présentent les fortes teneurs en métaux précieux caractéristiques des gisements porphyriques calco-alcalins classiques (non plutoniques) (Sinclair et al., 1982). Les réserves sont présentées au tableau 19-3.

La mine Blackdome, récemment fermée, est située près de l'extrémité sud de la Stikinie. La minéralisation épithermale de Au-Ag de type Bonanza est contenue dans des volcanites de l'intervalle Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur de l'Assemblage de Kamloops (Faulkner, 1986).

Tableau 19-4. Principaux skarns minéralisés et gisements de substitution de la Cordillère

1. Skarns cuprifères : Cu (Fe-Au-Ag-Mo)

Nom/État : M-mine, D-district\ PR-prospect, AP-anc. prod., EX-en expl.	SRCN	Années d'expl.	Métaux produits tonnes, kilogrammes	Réserves M: minières G: géologiques E: estimées	Terrane	Ass. tect.; Âge; Formation; Lithologie	Intrusions, Âge	Références
1. Craigmont M\AP	92I/02	1961- 1982	402 714 t Cu, un peu de Fe, Au, Ag	1,5 Mt 1,13% Cu(M)	Quesnellie	Nicola; lTr; Nicola occ.; calc., volcanoclast.	granodior. Jur	Morrison, 1980
2. Greenwood D\AP	82E/02	1893- 1976	269 604 t Cu 35 984 kg Au 117 242 kg Ag	≈ 2 Mt 0,5% Cu (M)	Quesnellie	Nicola; m-lTr; Brooklyn; calc.	granodior.	Church, 1986
3. Ingerbelle M\EX (voir aussi : gis. Cu porph., tableau 19-3)	92H/07	1972-	228 132 t Cu 9 932 kg Au 44 554 kg Ag (avant 1982)	127 Mt 0,38% Cu 0,16 g/t Au 0,63 g/t Ag (1982, M)	Quesnellie	Nicola; lTr; Nicola; andés.	monzonite, syénodior. eJur	Fahrni et al., 1976
4. Whitehorse Copper D\AP	105D/11	1898- 1982	142 000 t Cu 7 090 kg Au 90 000 kg Ag	2,6 Mt 1,11% Cu (M)	Stikinie	Stuhini; lTr; Lewes River; calc., arkose	diorite, granodior. mK	Watson, 1984 Meinert, 1986
5. Coast Copper D\AP	92L/06	1962- 1971	42 300 t Cu 3 840 kg Au 10 976 kg Ag		Wrangellie	Karmutsen; lTr; Quatsino/Karm; calc., volc.	diorite gabbro eJur	Minfile C.-B., 1984 Meinert, 1986
6. Stikine Copper (Galore Creek) D\PR (voir aussi tableau 19-3)	104G/03	-	-	125 Mt 1,06% Cu 0,4 g/t Au 7,7 g/t Ag (G)	Stikinie	Stuhini; lTr; -; volc., grès	syénite eJur	Allen et al., 1976

2. Skarns à tungstène : W-Cu (Zn-Mo)

Nom/État : M-mine, D-district\ PR-prospect, AP-anc. prod., EX-en expl.	SRCN	Années d'expl.	Métaux produits tonnes, kilogrammes	Réserves M: minières G: géologiques E: estimées	Terrane	Ass. tect.; Âge; Formation; Lithologie	Intrusions, Âge	Références
1. Canada Tungsten M\AP	105H/16	1962- 1986	40 087 t WO_3 avant 1986	1,53 Mt 1,24% WO_3 0,2% Cu (M)	Protocontinent nord-américain	Gog; e.Camb.; Sekwi; calc.	monz. q. mK 90-92 Ma	Mathieson et Clark, 1984
2. Salmo D\AP	82F/03	1943- 1973	8 056 t WO_3	-	Protocontinent nord-américain	Gog; e.Camb.; Laib; calc.	monz. q. mK	Mulligan, 1984
3. Macmillan Pass PR	105O/08			32 Mt 0,92% WO_3 (G)	Protocontinent nord-américain	Gog; e.Camb.; Sekwi; calc.	monz. q. mK (88 Ma)	Atkinson et Baker 1986
4. Risby PR	105F/14			2,7 Mt 0,81% WO_3	Cassiar	Gog; eCamb.; -; calc.	monz. q. mK	The Northern Miner, Juillet, 1982
5. Ray Gulch PR	106D/04			5,44 Mt 0,82 WO_3 (G)	Protocontinent nord-américain	Hyland; Prot.-Camb;-; grès à gran., calc.	granodior. uK	Lennan, 1986
6. Lened PR	105I/07			≈ 150 000 t 1,2-1,3% WO_3 (E)	Protocontinent nord-américain	Rocky Mount.; Camb.-Ord.; Rabbitkettie;calc.	monz. q. mK 85-92 Ma	Glover et Burson, 1986
7. Baily PR	106A/15			405 455 t 1,0% WO_3 (E)	Protocontinent nord-américain	Rocky M.;Dev.; Unité 7; calc.	granodior. mK	Dawson et Dick, 1978 Gabrielse, 1967 DIAND, 1981, p. 140
8. Baker PR	105H/16			120 000 t. 1,3-1,5% WO_3 (E)	Protocontinent nord-américain	Gog; e.Camb.; Sekwi; calc.	monz. q. mK	Canada Tungsten, 1986
9. Clea PR	105I/13			≈ 100 000 t 1,5% WO_3 (E)	Protocontinent nord-américain	Rocky Mount.; Camb.-Ord.; Rabbitkettie;calc.	monz. q. mK (94 Ma)	Godwin et al., 1980

Tableau 19-4 (suite).

4. Skarns ferrifères : Fe (Cu-Au-Ag)

Nom/État : M-mine, D-district\ PR-prospect, AP-anc. prod., EX-en expl.	SRCN	Années d'expl.	Métaux produits tonnes, kilogrammes	Réserves M: minières G: géologiques E: estimées	Terrane	Ass. tect.; Âge; Formation; Lithologie	Intrusions, Âge	Références
1. Texada D\AP	92F/15	1885-1976	10 Mt Fe (est.) 35 900 t Cu 40 012 kg Ag 3 313 kg Au	-	Wrangellie	Karmutsen, lTr; Marble Bay/ Karm; calc., basalte	granodior., gabbro, eJur	Sangster, 1969 Ettlinger et Ray, 1988
2. Tasu M\AP	105C/16	1914-1982	5,5 Mt Fe 56 084 t Cu 47 030 kg Ag 1 302 kg Au	5,46 Mt 45% Fe 0,3% Cu (1976) (M)	Wrangellie	Karmutsen, lTr; Kunga/Karm; calc., basalte	dior. porph.	Sutherland Brown, 1968
3. Jedway M\AP	103B/06	1962-1968	3,94 Mt Fe	-	Wrangellie	Karmutsen; lTr; Kunga/Karm; calc., basalte	diorite	Sutherland Brown, 1968
4. Brynnor (Kennedy Lake) M\AP	92F/03	1962-1970	3,0 Mt Fe	-	Wrangellie	Karmutsen; lTr; Quatsino; calc.	granodior. eJur	Sangster, 1969
5. Argonaut-Iron Hill M\AP	92F/13	1951-1957	2,03 Mt Fe	-	Wrangellie	Karmutsen; lTr; Quatsino/Karm; calc., basalte	granodior. eJur	Sangster, 1969 Meinert, 1984
6. Merry Widow-Kingfisher D\AP	92L/06	1957-1967	1,68 Mt Fe	-	Wrangellie	Karmutsen; lTr; Quatsino/Bonanza; calc./volc.	dior.-gabbro eJur	Sangster, 1969
7. Nimpkish M\AP	92L/07	1959-1963	890 704 t Fe	-	Wrangellie	Karmutsen; lTr; Quatsino/Karm; calc., volc.	diorite eJur	Sangster, 1969
8. Coast Copper-Old Sport M\AP	92L/06	1962-1970	508 023 t Fe 27 488 t Cu 11 731 kg Ag 3 869 kg Au	816 480 t 0,33% Fe (M)	Wrangellie	Karmutsen; lTr; Quatsino/Karm; calc./andésite	diorite eJur	Sangster, 1969
9. Zeballos M\AP	92L/03	1962-1963	227 066 t Fe	-	Wrangellie	Karmutsen; lTr; Quatsino/Bonanza; calc., volc.	diorite eJur	Sangster, 1969

5. Skarns aurifères : Au (Ag-Cu)

Nom/État : M-mine, D-district\ PR-prospect, AP-anc. prod., EX-en expl.	SRCN	Années d'expl.	Métaux produits tonnes, kilogrammes	Réserves M: minières G: géologiques E: estimées	Terrane	Ass. tect.; Âge; Formation; Lithologie	Intrusions, Âge	Références
Hedley D\EX	92H/08	1902-1955 1987-	55 380 g Au 6 083 g Ag	10,8 Mt (M) 4,56 g/t Au	Quesnellie	Nicola; lTr; Sunnyside;calc.	diorite, gabbro e-m Jur	Ray et al., 1987
Tillicum Mountain (Esperanza) D\EX	82K/04	1987-	-	730 500 t(M) 9,3 g/t Au	Quesnellie	Nicola;lTr-eJ; Rossland; grès, volc.	syénodior. eJur	Esperanza Exploration rapport interne, 1989
Texada (Marble Bay, Little Billie, etc.) D\AP	92F/15	1896-1952	2 425 kg Au 16 368 kg Ag 9 157 t Cu	152 000 t 1,5% Cu 7,2 g/t Au	Wrangellie	Karmutsen; lTr; MarbleBay/Karm; calc., basalte	granodior., gabbro	Ettlinger et Ray, 1988 Mining Review, 1990
Banks Island (Tel, etc.) PR	103G/08	-	-	90 700 t(M) 17,4 g/t Au	Alexander	Pz?; - ; calc., grès	diorite q. eK (120 Ma)	Ettlinger et Ray, 1988
QR (Quesnel River) PR	83A/12	-	-	1 mt (G) 6,5 g/t Au	Quesnellie	Nicola; lTr-eJ; Quesnel River; basalte, argilite	diorite-monzodior. eJur(201Ma)	Fox, 1986

Tableau 19-4 (suite).

3. Skarns et gisements de substitution à minéralisation de zinc, de plomb et d'argent : Zn-Pb-Ag (Cu-Au-Cd)

3.A Sud-est de la Cordillère

Nom/État : M-mine, D-district\ PR-prospect, AP-anc. prod., EX-en expl.	SRCN	Années d'expl.	Métaux produits tonnes, kilogrammes	Réserves M: minières G: géologiques E: estimées	Terrane	Ass. tect.; Âge; Formation; Lithologie	Intrusions, Âge	Références
Riondell (Bluebell) M\AP	82F/10	1895-1971	246 871 t Zn 233 736 t Pb 228 t Ag 2 855 t Cu	-	Kootenay	Gog; e.Camb.; Badshot; calc.	granodior. m.Jur	Høy, 1982b
Mineral King M\AP	82K/08	1928-1968	90 190 t Zn 37 292 t Pb 27 000 t Ag 662 t Cu 314 t Cd 56 516 t $BaSO_4$	-	Protocontinent nord-américain	Purcell; lProt.; Mount Nelson; dolomie	non observée	Fyles, 1959
Slocan-Sandon D\AP	82F/14	1894-1950	192 130 t Pb 139 700 t Zn 1 780 t Ag (gisements filoniens et de substitution)	-	Quesnellie	Nicola; ITr; Slocan; calc. argilite, quartzite	granodior. M.Jur.	Hedley, 1952

3. Skarns et gisements de substitution à minéralisation de zinc, de plomb et d'argent : Zn-Pb-Ag (Cu-Sn-Au)

3.B Nord-est de la Cordillère

Nom/État : M-mine, D-district\ PR-prospect, AP-anc. prod., EX-en expl.	SRCN	Années d'expl.	Métaux produits tonnes, kilogrammes	Réserves M: minières G: géologiques E: estimées	Terrane	Ass. tect.; Âge; Formation; Lithologie	Intrusions, Âge	Références
1. Mount Hundere EX	105A/10			5,2 Mt 13,3% Zn 5,3% Pb 63,8 g/t Ag (M)	Protocontinent nord-américain	Hyland;eCamb.; calc., phyllade	non observée mK(?)	Dawson et Dick, 1978 Abbott, 1981 Mining Review, 1990
2. Quartz Lake D\PR	95D/12			1,50 Mt 6,6% Zn 5,5% Pb 102 g/t Ag (M)	Protocontinent nord-américain	Hyland;eCamb.; quartzite calc.	non observée	Morin, 1981 Vaillancourt, 1982a,b
3. Midway PR	104O/16			1,18 Mt 9,6% Zn 7,0% Pb 410 g/t Ag (M)	Cassiar	Cassiar; mDev.; McDame; calc.	non observée lK(?)	Bradford et Godwin, 1988
4. Silver Hart PR	105B/06			97 070 t 3,8% Zn 1,4% Pb 958 g/t Ag (M)	Cassiar	Gog; eCamb.; Atan; calc., schiste	monz. q. mK	Abbott, 1983 Buhlmann, comm. pers., 1988
5. Cassiar D\PR	104P/05			488 500 t 4,4% Zn 5,3% Pb 168g/t Ag (G)	Cassiar	Gog; eCamb.; Atan; calc. dolomie	monz. q. uK (72 Ma)	Bloomer, rapport interne, Shell Canada Resources Ltd., 1981
6. Roy PR	95E/12			145 000 t. 3,11% Zn 5,24% Pb 147 g/t Ag 1,3 g/t Au (G)	Protocontinent nord-américain	Rocky Mountains; lCamb.;Rabbitkettle; calc.	granodior. mK	Kukor, rapports internes, Logan Mines, 1982
7. Tintina Silver D\PR	105G/03			91 000 t 10% Zn 8% Pb 640 g/t Ag (E)	Cassiar	Gog; eCamb.; Atan; calc.	dior. q. eT (51 Ma)	Yukon MIR, 1976; Dawson (données inédites)

Terranes de Bridge River, de Cadwallader et de Methow

La partie ouest du Domaine intermontagneux méridional est constituée de plusieurs petits terranes. Le terrane de Bridge River est composé de lithologies plus ou moins métamorphisées, notamment de chert, d'argilite, de basalte, de roches ultramafiques de type alpin et d'une faible quantité de roches carbonatées et plutoniques, qui représentent un prisme d'accrétion et une croûte océanique datant du Permien au Jurassique moyen. Le terrane de Cadwallader contient des roches volcaniques et clastiques d'arc insulaire du Trias supérieur qui se seraient formées, selon Rusmore (1987), dans le même bassin que le Groupe de Bridge River. Ces roches sont surmontées par des roches sédimentaires et volcaniques du Jurassique et par des roches sédimentaires clastiques du Jurassique-Crétacé. Le terrane de Methow est constitué de basalte du Trias supérieur sur lequel reposent des roches clastiques et volcaniques d'arc du Jurassique inférieur ainsi que des prismes de roches clastiques du Jurassique-Crétacé dérivées de la Quesnellie. Ces trois terranes sont le site de gisements aurifères économiquement importants liés à la formation ou au rejeu de failles coulissantes du système de failles du Fraser.

À l'exception des placers, les nombreux gîtes filoniens du camp minier de Bridge River (fig. 19-5), en particulier ceux des mines Bralorne et Pioneer, ont été les plus grands producteurs d'or de la Cordillère canadienne. De 1899 à 1978, on a extrait 130 t de Au et 31 t de Ag à partir de 7,3 millions de tonnes de minerai (tableau 19-1).

Les gisements filoniens des mines Bralorne et Pioneer sont encaissés dans de la diorite du Permien et des roches vertes du Trias supérieur, à l'intérieur d'un système complexe de failles de direction nord-ouest (zone de failles de Bralorne). La corrélation stratigraphique de ces roches est controversée (p. ex. Rusmore, 1985; Leitch et Godwin, 1988), mais il semble y avoir un certain consensus autour de leur appartenance aux terranes de Cadwallader ou de Bridge River. Ces filons mésothermaux minéralisés renferment une faible quantité de pyrite, d'arsénopyrite, d'or, de scheelite et de stibine, et se présentent sous forme de fractures de tension disposées en échelon dans la roche encaissante (Cairnes, 1937; Joubin, 1948). L'âge de la minéralisation ne fait pas non plus l'unanimité, mais les résultats de datations U/Pb et K/Ar effectuées récemment par Leitch et Godwin (1988) suggèrent fortement qu'elle remonte à la fin du Crétacé.

Woodsworth et al. (1977) ont décrit une zonation caractéristique du camp minier de Bridge River (fig. 19-5), avec deux zones centrales de minéralisation aurifère de direction nord-ouest. La zone occidentale, située près de Bralorne, se caractérise par des rapports Au/Ag élevés, tandis que la zone orientale, aux environs de l'ancienne mine Minto, présente des rapports Au/Ag faibles. Ces deux zones sont comprises dans un secteur plus étendu de minéralisation de Sb. Au nord-est des deux zones centrales de minéralisation, la zone de minéralisation de Sb se superpose en partie à une zone de minéralisation de Hg qui s'étend au-delà de la faille de Yalakom et qui est généralement dépourvue de gisements aurifères. Selon Woodsworth et al. (1977), cette zonation reflète la proximité des plutons du Crétacé tardif-Tertiaire précoce du Complexe plutonique côtier, sources de chaleur et d'eau. Dans l'ouest

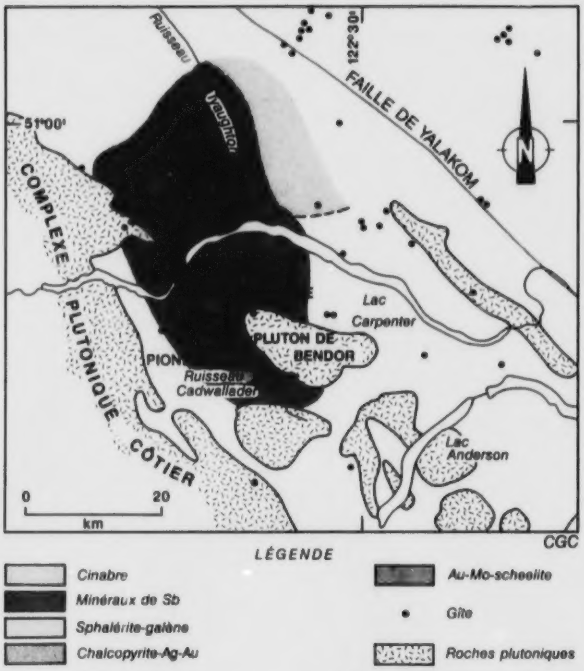


Figure 19-5. Zonation des gîtes minéraux dans le camp minier de Bridge River, en Colombie-Britannique (d'après Woodsworth et al., 1977).

de la Stikinie, près de Terrace, les gîtes filoniens présentent une zonation semblable, où les gisements de haute température sont proches des plutons et ceux de basse température plus éloignés des intrusions.

À l'est du fleuve Fraser, des roches stratifiées du terrane de Methow contiennent une zone de gisements aurifères de direction nord-nord-ouest dont fait partie l'ancienne mine Carolin. La minéralisation aurifère s'observe dans des roches vertes et des roches clastiques du Groupe de Ladner et de la Formation de Spider Peak, mais aussi à proximité de ces lithologies (Ray, 1983; Ray et al., 1986). Tous les gisements connus se trouvent près du contact de faille du Groupe de Ladner avec la serpentinite, le chert, l'argilite et les roches vertes du terrane de Bridge River. La minéralisation est de type mésothermal de substitution et contient de la pyrrhotine, de la pyrite, de l'arsénopyrite, des zones d'albitisation et des filons de quartz. L'âge de la minéralisation n'a pas été déterminé, mais elle semble contemporaine d'un plissement datant de l'intervalle du Crétacé moyen à l'Éocène moyen (Ray et al., 1986). Ainsi, elle pourrait être à peu près du même âge que celle du camp minier de Bridge River.

Complexe plutonique côtier

Le Complexe plutonique côtier (fig. 19-1G, en pochette) coïncide sur presque toute sa longueur avec le Domaine côtier (Woodsworth et al., chapitre 15). Il est composé de plutons distincts et coalescents qui recoupent des volcanites, des roches sédimentaires et des orthogneiss qui présentent des associations de minéraux métamorphiques de faciès

inférieurs à celui des schistes verts jusqu'au faciès des amphibolites. Ses limites à l'est et à l'ouest sont quelque peu arbitraires vue l'absence de variations marquées d'âge, de composition ou de style plutonique entre le complexe et les régions avoisinantes.

En général, le Complexe plutonique côtier peut être considéré comme un bombement métamorphique et plutonique résultant du plutonisme et du volcanisme de la période du Jurassique moyen au Tertiaire, et de l'accrétion du superterrane insulaire au superterrane intermontagneux. La superposition du métamorphisme et de la déformation ainsi que la rareté des fossiles rendent difficiles l'identification du protolite et la datation des roches métamorphiques. Cependant, le complexe comprend des strates qui appartiennent sans conteste au terrane de Harrison, au terrane de Chilliwack et à la Wrangellie au sud, et au terrane d'Alexander, au terrane de Taku et à la Stikinie au nord. La plupart des plutons et de nombreuses volcanites métamorphisées présentent des affinités avec un arc volcanique, qui indiquent une longue histoire d'accrétion; d'ailleurs, la plupart des gisements du Complexe plutonique côtier dérivent de l'accrétion d'une façon ou d'une autre. Cette période prolongée de subduction, d'accrétion et de minéralisation, qui contraste avec la brièveté des épisodes d'accrétion identifiés dans d'autres terranes de la Cordillère, est un trait particulier du Complexe plutonique côtier.

Les principaux métaux contenus dans les gisements du Complexe plutonique côtier sont Au et Cu; Ni, Mo et l'association Pb-Zn sont importants par endroits (Woodsworth et Roddick, 1977). Comparativement à d'autres régions de la Cordillère canadienne, le Complexe plutonique côtier présente un potentiel économique inférieur à la moyenne, à en juger tant par le nombre de gisements connus que par la production réalisée à ce jour (fig. 19-1G; Sinclair et al., 1978). Cela ne l'empêche pas de renfermer un des plus importants gisements de sulfures massifs de la Cordillère canadienne (Britannia). En outre, les gros gisements aurifères de la région de la rivière Bridge de même que les gisements porphyriques des suites de Bulkley et de Nanika, à l'est du Complexe plutonique côtier, pourraient être le produit des événements métamorphiques et plutoniques qui ont affecté le Complexe plutonique côtier, du Crétacé tardif au Tertiaire précoce (Woodsworth et al., 1977).

La distribution des gisements dans le complexe varie parallèlement et transversalement au grain régional. Dans une direction longitudinale, deux segments modérément bien minéralisés (49-51°N et 52-55°N) sont séparés par un secteur plutôt stérile, bordé à l'est par une partie également stérile du Domaine intermontagneux. Dans le segment minéralisé du nord, il se trouve, au sud-ouest du linéament de Work Channel (chapitre 17, fig. 17-8), de nombreux gisements de sulfures, tandis qu'au nord-est il n'en existe que quelques-uns; les roches fortement métamorphisées du Complexe gneissique central sont particulièrement stériles.

Gisements pré-accrétionnaires (?)

Plusieurs gisements de sulfures massifs d'origine incertaine pourraient être antérieurs aux principaux événements d'accrétion du Jurassique-Crétacé. Dans le district de Stewart-Iskut River, des roches sédimentaires et volcaniques polydéformées renferment le vaste gisement de sulfures massifs de Granduc (fig. 19-1G, en pochette). Des roches sédimentaires gypsifères, graphiteuses et calcareuses ainsi que des volcanites andésitiques contiennent des lentilles de sulfures concordantes, surtout composées de pyrite, de chalcopyrite, de pyrrhotine, de sphalérite et de galène (Grove, 1986). Environ 32,5 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne en Cu de 1,93 % ont été extraites (tableau 19-2). L'âge des roches hôtes est incertain, mais elles pourraient être corrélatives des strates du Paléozoïque ou du Mésozoïque inférieur de la Stikinie.

Plusieurs gisements de sulfures massifs de la région de la rivière Ecstall se trouvent dans les roches métamorphiques très déformées du linéament de Work Channel (Gareau, 1988). Les amas minéralisés sont des structures à fort pendage semblables à des pipes, encaissés dans des couches de schiste à séricite et à quartz faisant partie d'un ensemble de roches sédimentaires et volcaniques métamorphisées au faciès des amphibolites. La minéralisation est principalement composée de pyrite et d'une quantité très accessoire de sphalérite, de chalcopyrite et de galène. Les teneurs en métaux précieux sont faibles. La minéralisation a nettement précédé le métamorphisme régional et la déformation. Ces gisements sont probablement volcanogènes mais leur âge et leur mode de formation restent incertains. Le gisement de Scotia est présent dans la même zone au nord. Semblable en de nombreux points aux gisements de Ecstall, il renferme un minerai riche en sphalérite accompagné d'une quantité relativement faible de pyrite.

Parmi les gisements de sulfures massifs volcanogènes de la région d'Anyox, se trouve l'ancienne mine Hidden Creek qui a produit environ 25 millions de tonnes à 1,4 % de Cu (tableau 19-2). Les principales lentilles de sulfures de cette région se présentent sous forme de pipes ou d'amas tabulaires encaissés dans un basalte en coussins tholéiitique de milieu de dorsale (Sharp, 1980). Grove (1986) a corrélé les laves en coussins aux strates du Jurassique moyen du Groupe de Hazelton, mais il serait également plausible de les rapporter au Trias ou au Paléozoïque.

Le gisement de Seneca du terrane de Harrison (Domaine côtier méridional) est encaissé dans des andésites, des rhyolites et des brèches argileuses de la Formation de Harrison Lake (Jurassique moyen). Le minerai sulfuré polymétallique et bréchique est associé à du gypse et de la barytine et s'apparente aux gisements de type Kuroko du Japon (Church et al., 1977; tableau 19-2).

Gisements de sulfures massifs dans les assemblages de recouvrement

L'Assemblage de Gambier du Jurassique-Crétacé (fig. 19 1F, en pochette) est présumé être un assemblage de recouvrement apparenté à un arc, qui serait l'équivalent volcanique de nombreux plutons du Complexe plutonique côtier. Cet assemblage renferme le gisement de Britannia qui est, après celui Windy Craggy, le plus important gisement volcanogène connu de la Cordillère canadienne. La production totale des différents zones minéralisées a atteint près de 48 millions de tonnes à 2,8 % de Cu et 0,25 % de Zn (tableau 19-2). Des zones minéralisées de type Kuroko sont situées près du contact entre des tufs et brèches dacitiques et des shales albiens (?)

sus-jacents; elles se sont formées à partir de fluides hydrothermaux génétiquement reliés au volcanisme dacitique (Payne et al., 1980). Plusieurs épisodes de déformation hétérogène sont à l'origine de la zone de cisaillement de Britannia, de direction nord-ouest; certains sulfures ont été remobilisés dans des filons de quartz transversaux pendant et après la déformation. Le prospect de Nifty, au nord-est de Bella Coola, est un gisement de sulfures massifs qui pourrait aussi être génétiquement relié au volcanisme de Gambier.

L'origine des gisements de Northair au sud-ouest de Pemberton est controversée. Les gisements sont contenus dans des métavolcanites intermédiaires qui ont été corrélées avec l'Assemblage de Gambier (Woodsworth et al., 1977; Miller et Sinclair, 1985). Les principaux sulfures sont la pyrite, la sphalérite, la galène, la chalcopyrite et la tétraédrite. L'or est présent en quantités économiquement importantes. Les gisements sont considérés par de nombreux géologues comme des filons formés durant la mise en place des plutons (p. ex. Little, 1974). Selon une autre hypothèse, les gisements étaient à l'origine des exhalites volcanogènes distales, formées pendant la période de volcanisme du Crétacé précoce (Miller et Sinclair, 1985), et les sulfures ont été remobilisés lors de la mise en place des plutons adjacents.

Gisements associés au plutonisme accrétionnaire

La plupart des gisements du Complexe plutonique côtier sont associés au plutonisme accrétionnaire de la période du Jurassique au Tertiaire. On y trouve des filons aurifères, des skarns à Au et à Cu-Fe, des gisements magmatiques de Ni-Cu et des gisements porphyriques de Cu-Mo.

Les filons présentent entre eux de grandes différences de contexte géologique, de minéralogie et d'importance économique. L'or, le principal produit extrait de la plupart des filons, se présente tant à l'état natif que sous forme de tellurures. La seule production en quantités importantes provient des gisements de Surf Inlet et de Surf Point (fig. 19-1G, en pochette). Les filons de Surf Inlet ont fourni à peu près 920 000 t de minerai à teneur moyenne d'environ 13 g/t de Au. Ils remplissent des fractures de tension de formation tardive, qui sont associées à une zone de failles complexe de direction nord-ouest (Gill et Byers, 1948). Au gisement de Surf Point, les filons se trouvent le long d'une structure arquée formée par les plans de foliation dans un stock de tonalite de faible dimension (Smith, 1947, 1948). Les deux gisements présentent des filons de quartz minéralisés en pyrite aurifère et accessoirement en chalcopyrite. La datation K/Ar de la séricite indique qu'à Surf Point, la minéralisation pourrait remonter au Crétacé tardif (P. van der Heyden, communication personnelle, 1988). L'âge du stock de Surf Point n'a pas été déterminé, mais selon les études radiométriques à l'échelle régionale (P. van der Heyden, communication personnelle, 1988), il pourrait dater du Crétacé précoce.

Le gisement porphyrique le mieux connu de la partie sud du Complexe plutonique côtier est le gisement d'OK près de la rivière Powell. Une minéralisation en chalcopyrite et en molybdénite secondaire est associée à un stockwerk de quartz, lui-même relié à un massif de leucogranodiorite porphyrique semblable à un dyke (Meyer et al., 1976). Les roches stratifiées de cette région se trouvent dans la Wrangellie, d'où cette suggestion que le gisement d'OK pourrait faire partie de la suite de gisements porphyriques du Jurassique tardif qui se trouvent à proximité dans l'île de Vancouver.

Les skarns et gisements connexes se trouvent principalement dans l'ouest du Complexe plutonique côtier; ils comprennent des skarns aurifères d'importance économique dans l'île Banks, ainsi que de petits gisements de Fe et de Cu-Pb-Zn-Ag. Les gisements de l'île Banks (Tel, Bob, Hepler) sont contenus dans du marbre et des roches métasédimentaires. Bien que ces lithologies n'aient pas été datées, elles font vraisemblablement partie du terrane d'Alexander ou de la Wrangellie. Les roches plutoniques encaissantes datent du Jurassique tardif (P. van der Heyden, communication personnelle, 1988). La minéralisation se présente sous forme de skarns et de filons de quartz-sulfures, qui sont en partie contrôlés par des zones de fracture de direction ouest à nord-ouest (Ettlinger et Ray, 1988, tableau 19-4-5).

La mine Giant Mascot, située près de Hope, dans le sud du Complexe plutonique côtier, a été la seule de la Cordillère canadienne à produire du nickel; 4,3 millions de tonnes de minerai à teneur moyenne approximative de 0,63 % de Ni et 0,3 % de Cu en ont été extraites. Les zones minéralisées sont concentrées dans un complexe ultramafique de forme grossièrement elliptique, d'environ 2 km de largeur, contenu dans des roches granodioritiques à dioritiques du Pluton de Spuzzum (Vining, 1977). Les roches ultramafiques sont surtout composées de pyroxénite et, en moindres quantités, de dunite et de hornblendite. Contrairement aux complexes ultramafiques zonés de type alaskien des suites de Polaris et d'Union Bay (chapitre 15), les zones minéralisées de Giant Mascot contiennent beaucoup d'orthopyroxènes. Les sulfures consistent principalement en pyrrhotine et, accessoirement, en pyrite, pentlandite, chalcopyrite et autres sulfures; ces minéraux remplissent les interstices des silicates et des amas de sulfures massifs (Aho, 1956; Clark, 1969). Il est à peu près certain que les roches ultramafiques et les gisements de sulfures sont génétiquement reliés au Pluton de Spuzzum du Crétacé précoce. Ces entités pourraient être le résultat de la réaction du magma tonalitique de Spuzzum en présence de roches ultramafiques dérivées du manteau qui ont été observées dans la région, ou encore, bien que ce soit moins vraisemblable, représenter une phase primitive à cumulats du Pluton de Spuzzum.

Gisements post-accrétionnaires

Les gîtes minéraux de l'Éocène sont rares dans le Complexe plutonique côtier, même si les gisements porphyriques présents sur son flanc oriental (British Columbia Molybdenum) et les gisements filoniens associés au Pluton de Hyder, près de Stewart, sont manifestement le produit du plutonisme qui a affecté le complexe durant l'Éocène.

La Suite de Chilliwack, composée de plutons de l'Oligocène-Miocène, s'étend vers le nord-ouest à partir de l'État de Washington, en suivant l'axe de la partie méridionale du Complexe plutonique côtier (chapitre 15). Une minéralisation importante du point de vue métallogénique est associée à plusieurs de ces plutons calco-alcalins mis en place à faible profondeur. Une minéralisation de Au ± Ag dans des filons de quartz occupant des fractures de tension s'est formée du côté ouest du Batholite de Chilliwack et à

proximité de petites intrusions du Miocène, en bordure du lac Harrison (p. ex. Doctors Point) (Ray, 1986). Des gisements porphyriques s'observent dans plusieurs plutons. Le mieux connu est le gisement de Salal Creek (Stephens, 1972), daté avec une bonne précision de 8 Ma. La minéralisation en molybdénite est concentrée dans une zone arquée qui est centrée sur le contact entre un noyau de granite à grain fin et une bordure granitique-granodioritique à grain moyen. Le teneurs en Cu et en Au sont très faibles. Quant au porphyre de Franklin Glacier, daté de 7 Ma, il contient plutôt de la pyrite et de la chalcopyrite avec, accessoirement, de la molybdénite.

Le plus vaste gisement porphyrique post-accrétionnaire du Complexe plutonique côtier est le gisement de Quartz Hill; ce dépôt de classe mondiale est situé dans le sud-est de l'Alaska. La minéralisation de molybdénite, dans des stockwerks et sous forme de disséminations, est répartie dans l'ensemble d'un stock de granite de l'Oligocène (Hudson et al., 1979). Les réserves sont évaluées à environ 1,3 milliard de tonnes à environ 0,136 % de Mo en moyenne (Bundtzen et al., 1984).

Superterrane insulaire

Terrane d'Alexander

Dans le terrane d'Alexander, deux zones de roches volcaniques et sédimentaires principalement marines du Dévonien-Permien ont subi des déformations et un métamorphisme régional jusqu'au faciès des schistes verts inférieur. L'une longe le contact nord-est entre le terrane et la Wrangellie, et l'autre occupe la partie centrale du terrane d'Alexander dans le massif St. Elias (Campbell et al., chapitre 8; fig. 19-1H, en pochette). L'importance tectonique des plutons granitoïdes de la Suite d'Icefield Ranges du Pennsylvanien tardif-Permien précoce n'a pu être déterminée (Dodds et Campbell, 1988). Aucun gisement important n'a été observé dans le Paléozoïque du terrane d'Alexander au Canada.

La littérature publiée au sujet du Trias supérieur du terrane d'Alexander traite surtout de la région de la rivière Tatshenshini aux environs du prospect mature de Windy Craggy, qui renferme des sulfures massifs volcanogènes de Cu-Co (Au-Ag-Zn). Une unité basale de calcaire et de siltstone turbiditique d'âge et d'épaisseur indéterminés se trouve en contact de faille avec des carbonates déformés du Dévonien moyen. Sus-jacente à cette unité basale, et partiellement interdigitée avec cette unité, s'oberve une division inférieure de 1 000 m d'épaisseur constituée de basalte tholéiitique en coulées massives et amygdalaires et en coulées coussinées, de filons-couches de diorite et, secondairement, de chert et d'argilite. Suit une division intermédiaire de 2 000 m d'épaisseur, qui contient dans sa partie inférieure la zone minéralisée de Windy Craggy, et se compose d'argilite calcaire, de chert, de filons-couches et dykes dioritiques calco-alcalins, de coulées massives et amygdalaires et de coulées coussinées de composition mafique à intermédiaire, de tuf, d'agglomérat et de calcaire. La présence de conodontes a permis de déterminer que l'âge de cette division intermédiaire qui renferme la zone minéralisée, s'échelonne du Norien précoce au milieu du Trias tardif (M.J. Orchard, communication personnelle, 1983). Une division volcanique supérieure comprend au moins 1 500 m de basalte en coussins de composition calco-alcaline, datant du Norien précoce à moyen (Gammon et Chandler, 1986; MacIntyre, 1984). Le vaste gisement de pyrite cuprifère, dont les réserves atteignent 300 millions de tonnes de minerai à 1,5 % de Cu, 0,08 % de Co et de 1 à 3 g/t d'Au (tableau 19-2), présente des caractéristiques des gîtes de type Chypre, quoique les compositions surtout alcalines à subalcalines des roches volcaniques hôtes (MacIntyre, 1986) et l'abondance des clastites d'origine cratonique soient davantage associées à une minéralisation de type Besshi (Fox, 1984). La composition isotopique du Pb dans la sphalérite de Windy Craggy, lorsqu'elle est reportée sur un diagramme, s'inscrit dans le domaine défini par les minerais de type Besshi de la zone de Sambagawa au Japon (Sato et Sasaki, 1976, 1980). Le milieu tectonique des roches du Trias supérieur dans la région de la rivière Tatshenshini, déduit à partir des roches sédimentaires miogéoclinales adjacentes, de la progression d'un volcanisme tholéiitique à un volcanisme calco-alcalin, de la présence de roches turbiditiques et de la minéralisation de type Besshi, est interprété comme celui d'un rift épicontinental formé antérieurement à la réunion du terrane d'Alexander et de la Wrangellie au Jurassique moyen.

Plusieurs indices de sulfures et de barytine polymétalliques et stratiformes de la région du mont Henry Clay, dont le prospect de Cu-Zn (Ba-Ag-Au) de Low Herbert et le prospect de Ba-Zn-Cu-Ag-Pb de Glacier Creek (Alaska), sont du même âge que ceux de l'assemblage volcano-sédimentaire du Trias supérieur de la région de la rivière Tatshenshini, d'après des données sur la composition du Pb dans la galène et les conodontes (Dawson, 1985). Contrairement au gisement de Windy Craggy, ces indices ont pour roches hôtes des volcanites calco-alcalines de composition intermédiaire à felsique et des roches volcanoclastiques, de même que des phyllades et des schistes quartzeux équivalents (MacIntyre et Schroeter, 1985). Dans le sud-est de l'Alaska, une province métallogénique associée du Trias supérieur, constituée de sulfures massifs polymétalliques encaissés dans des roches volcano-sédimentaires métamorphisées de composition calco-alcaline, et identifiée par Berg (1981), pourrait également contenir le gisement de Ag-Zn-Au-Pb-Cu de Greens Creek, dans l'île Admiralty, et le skarn à métaux de base riche en Au de Tel, dans l'île Banks, à l'extrémité sud du terrane d'Alexander (Dawson, 1985).

Dans les chaînons Datlasaka, dans l'est de la région cartographique de Tatshenshini, des lithologies sédimentaires du Norien (argilite calcareuse, mudstone et calcaire) interstratifiées de volcanites mafiques sont recoupées par des filons-couches de gabbro et de diabase (Campbell et al., chapitre 8). Des lentilles de gypse du prospect de gypse et d'anhydrite de O'Connor River forment des masses stratoïdes au sein de couches déformées de calcaire et d'argilite (White, 1986a). Dans la région de Rainy Hollow, du calcaire, de l'argilite et du quartzite renferment plusieurs skarns post-accrétionnaires à Ag Cu (Au-Bi-Zn), dont l'ancienne mine Maid of Erin (Watson, 1948). Les roches sédimentaires du Trias supérieur forment un pendentif dans la diorite quartzique et la granodiorite du Batholite de Three Guardsmen, dont l'âge est principalement oligocène, donc postérieur à l'accrétion (Dodds et Campbell, 1988). Un pluton de l'extrémité sud-est du batholite date du Crétacé moyen (MacKevett et al., 1974); il s'en déduit que le batholite a un âge composite et que sa mise en place est partiellement contemporaine de l'accrétion.

Plusieurs skarns et gîtes filoniens de la partie sud du terrane d'Alexander sont associés à des plutons granitoïdes du Crétacé et sont, de ce fait, tenus pour contemporains de l'accrétion. En font partie les skarns à Cu-Au du district de Jumbo, dans l'île Prince of Wales (Kennedy, 1953), et peut-être aussi les skarns et filons aurifères de l'île Banks (Ettlinger et Ray 1988), dont il a été fait mention dans la section intitulée «Complexe plutonique côtier».

Le terrane d'Alexander comprend peu de gisements post-accrétionnaires d'importance (fig. 19-1H, en pochette). Aux skarns à Ag-Cu de Rainy Hollow il convient d'ajouter le filon aurifère de Gold Cord de la même région, logé dans une diorite du Pluton de Tkope (Oligocène), et l'indice de Souther, une minéralisation de Cu-Mo de type porphyrique, encaissée dans un pluton hypovolcanique par rapport aux volcanites de Wrangell.

Wrangellie méridionale

La partie sud de la Wrangellie est, dans une large mesure, coextensive de la partie sud du Domaine insulaire. Sa limite orientale avec le superterrane intermontagneux a toutefois été oblitérée en grande partie par des plutons du Domaine côtier. Dans le sud de l'île de Vancouver, les terranes de Pacific Rim et de Crescent, qui sont relativement petits, sont à la fois adjacents et sous-jacents à la Wrangellie (fig. 19-1I, en pochette).

Ce terrane présente principalement trois empilements volcaniques épais et séparés les uns des autres par des séquences sédimentaires de plate-forme de plus faible épaisseur qui sont recoupées par des plutons comagmatiques et contemporains de la séquence volcanique la plus récente. Les milieux tectoniques des trois empilements volcaniques superposés sont, dans l'ordre chronologique, un arc marin primitif, une zone de rift marin ou d'arrière-arc et un arc émergent mature. La séquence volcanique la plus ancienne fait partie du Groupe de Sicker et remonte au Dévonien. Elle est principalement composée d'andésites basaltiques volcanoclastiques, mais dans sa partie supérieure, des dacites et des rhyolites s'observent parmi des laves en coussins intermédiaires et des volcanites épiclastiques. Les roches volcaniques sont surmontées par des strates sédimentaires du Carbonifère, caractérisées par la présence du calcaire bioclastique à crinoïdes de la Formation de Buttle Lake. Ces roches paléozoïques n'ont pas été observées dans les îles de la Reine-Charlotte. Un épisode mineur de plissement, de soulèvement, d'érosion et de sédimentation de shales a précédé l'épanchement, au Trias tardif, d'épaisses coulées de laves coussinées uniformes, de composition ferro-tholéiitique, et faisant partie de la Formation de Karmutsen. Ces laves sont à leur tour surmontées par des roches carbonatées d'eau peu profonde de la Formation de Quatsino (île de Vancouver) et de la Formation de Kunga (îles de la Reine-Charlotte). La troisième séquence volcanique de l'île de Vancouver est le Groupe de Bonanza du Jurassique précoce, qui comprend des pyroclastites andésitiques à rhyolitiques dont la partie supérieure est d'origine subaérienne. Dans les îles de la Reine-Charlotte, l'éruption de la Formation de Yakoun, d'origine marine et de composition andésitique, n'a pas débuté avant le Jurassique moyen. Ni la base ni le sommet de ces trois empilements superposés n'a été identifié, même si leur épaisseur totale mesurée dépasse 12 km. Les Intrusions d'Island de l'île de Vancouver et les plutons jurassiques des îles de la Reine-Charlotte sont comagmatiques du volcanisme du Jurassique.

Les séquences sédimentaires d'accrétion ne sont pas importantes en terme de volume; elles sont représentées par la Formation de Longarm du Crétacé inférieur (îles de la Reine-Charlotte) et le Groupe de Kyuquot (île de Vancouver). Quant aux séquences de roches clastiques post-accrétionnaires, elles sont représenteés par les groupes de Queen Charlotte et de Coal Harbour du Crétacé moyen et le Groupe de Nanaimo du Crétacé tardif. Une reprise du volcanisme et du plutonisme, qui ont duré du Paléogène moyen-tardif au Néogène précoce, s'est traduite par la mise en place des Intrusions de Catface sur l'île de Vancouver, ainsi que par la mise en place de la Suite de Queen Charlotte, post-tectonique, et des roches volcaniques bimodales de Masset. Une séquence de recouvrement de roches clastiques principalement non marines du Miocène-Pliocène, la Formation de Skonun, repose sur les volcanites de Masset et chevauche la limite déduite entre la Wrangellie et le terrane d'Alexander dans l'est de l'île Graham.

Dans le sud de l'île de Vancouver, le terrane de Pacific Rim est surtout composé de roches volcaniques, métavolcaniques et métasédimentaires du Trias supérieur-Crétacé inférieur qui font partie du Complexe de Pacific Rim et de la Formation de Leech River dans les compartiments inférieurs de la faille de Westcoast et des failles de San Juan-Survey Mountain. Le terrane de Crescent est formé de laves en coussins de milieu marin du Complexe de Metchosin (Éocène) et se trouve en position adjacente et sous-jacente par rapport au terrane de Pacific Rim, dans le compartiement inférieur de la faille de Leech River.

La diversité, la longue durée et la production abondante du volcanisme, l'activité plutonique qui s'y rattache, l'intercalation de carbonates et l'activité tectonique répétée ont créé un milieu particulièrement propice à la minéralisation métallifère. Témoin la forte densité des indices minéraux dans le sud du Domaine insulaire. Sur une zone exposée d'environ 50 000 km^2, 765 indices ont été répertoriés dans le fichier MINDEP (Sinclair et al., 1978), ce qui équivaut à une densité de 15,4 indices par millier de kilomètres carrés; cette valeur, la plus importante de la Cordillère, est le double de la moyenne enregistrée dans le reste de la Colombie-Britannique. La majorité des indices sont de petite taille, mais leur répartition métallogénique s'accorde avec la distribution des principaux types de gisements. La plupart des indices et les principaux exemples de minéralisation pré-accrétionnaire sont surtout caractérisés par des concentrations de sulfures de fer, de cuivre, de zinc et de molybdène, de métaux précieux et de magnétite sous forme de sulfures massifs volcanogènes, de skarns et de gisements porphyriques. Les sulfures massifs volcanogènes d'importance s'observent principalement dans la partie supérieure du Groupe de Sicker, dans des rhyolites ou adjacents à celles-ci. Les skarns minéralisés sont présents au niveau ou à proximité du contact entre la Formation de Karmutsen, la Formation de Quatsino et les Intrusions d'Island, mais aussi, bien que moins fréquemment, entre les plutons qui recoupent la Formation de Quatsino et le Groupe de Bonanza ou la Formation de Buttle Lake. Les petits plutons des Intrusions d'Island sont les roches hôtes les plus communes des gisements porphyriques. Également, de nombreux gîtes filoniens et gisements de zone de cisaillement de la Wrangellie, géné-

ralement riches en sulfures, sont clairement associés à la formation des empilements volcaniques. D'autres, qui occupent des structures récentes, sont localement riches en quartz et en dolomie ferrugineuse; ils sont tenus pour post-accrétionnaires, ce qui pourrait supposer en partie la remobilisation de métaux déposés antérieurement. Les gîtes minéraux contemporains de l'accrétion, ou accrétionnaires, sont pratiquement inexistants dans le sud du Domaine insulaire, tandis que les gisements post-accrétionnaires sont nombreux. Plusieurs se présentent comme des accumulations de métaux précieux épigénétiques dans des zones de failles récentes qui recoupent des roches de la Wrangellie, et d'autres, dans les îles de la Reine-Charlotte notamment, sont contenus dans des séquences ou des plutons formés après l'accrétion. Les gisements porphyriques de Cu-Mo, de Cu-Au-Ag (Mo) ou de Au-Ag de la Suite de Catface sont également importants. Entrent dans cette catégorie quelques gisements à caractère unique ou ambigu, notamment un skarn enrichi par formation d'un régolite, un gisement de germanium et de kaolinite dans du lignite et du claystone, ainsi qu'un stockwerk aurifère diffus à dolomie quartzo-ferrugineuse dans des roches schisteuses du Groupe de Sicker.

Les terranes de Pacific Rim et de Crescent renferment quelques indices, notamment des filons aurifères logés dans des turbidites métamorphisées de la Formation de Leech River (Pacific Rim) et des sulfures massifs des zones de cisaillement du Complexe de Metchosin (Crescent).

Gisements pré-accrétionnaires

Il est évident que des sulfures massifs volcanogènes font partie intégrante de la séquence hôte. Des exemples importants ont été observés dans des volcanites felsiques de la partie supérieure du Groupe de Sicker. Des accumulations proches de la surface sont contenues dans les dômes sommitaux des anticlinoriums de Buttle Lake et de Cowichan; elles sont représentées par les gisements de Lynx-Mira-Price et de HW de la Westmin dans l'anticlinorium de Buttle Lake (Walker, 1983), ainsi que par les gisements de Mount Sicker et de Lara dans l'anticlinorium de Cowichan. Le gisement de Lynx-Mira-Price comprend une seule zone minéralisée, mince et de grande étendue, mais aussi plissée et disloquée, qui a été segmentée par l'érosion. La minéralisation se compose essentiellement de pyrite, sphalérite et chalcopyrite, et d'un peu de galène. Le minerai riche en argent et en or contient généralement de la barytine et est rubané. La zone minéralisée est sus-jacente à une mince unité de rhyolite dans la partie supérieure de la séquence des mines et se trouve à quelque 500 m au-dessous de la base de la Formation de Buttle Lake. Le gisement est exploité depuis 1966; en 1983, le minerai extrait et les réserves constituaient ensemble approximativement 6 millions de tonnes à 1,5 % de Cu, 7,6 % de Zn, 1,1 % de Pb et environ 109 g/t de Ag et 2 g/t de Au (Fleming et al., 1983; tableau 19-2).

Le gisement de HW est un corps minéralisé «aveugle» (c.-à-d. qui n'affleure pas), situé à environ 500 m sous le gisement de Lynx, en comparaison duquel il est plus continu, plus épais et plus pyriteux, mais moins disloqué; il montre une zonation métallique latérale. Le corps minéralisé est sous-jacent à une unité rhyolitique épaisse, et sus-jacent à une zone de séricitisation intense contenant un enchevêtrement de filonets pyritifères. Les réserves totales du gisement de HW ont été établies en 1983 à 15 millions de tonnes à teneur moyenne de 2,2 % de Cu, 5,3 % de Zn, 0,3 % de Pb et environ 37,7 g/t de Ag et 2,4 g/t de Au (Fleming et al., 1983; tableau 19-2). Son exploitation a débuté en 1985.

Deux gisements aux caractéristiques semblables sont associés à l'anticlinorium de Cowichan; il s'agit de l'ancienne mine de Mount Sicker (Twin J) et d'un prospect récemment découvert, celui de Lara. Ces gîtes, qui sont beaucoup plus disloqués que les corps minéralisés de l'anticlinorium de Buttle Lake, sont contenus dans des roches schisteuses de la partie supérieure du Groupe de Sicker, en position adjacente par rapport aux failles de chevauchement. Exploitée par intermittence entre 1898 et 1964, la mine Mount Sicker a produit moins de 300 000 t d'un minerai à teneur analogue à celle des gisements de Buttle Lake. Le prospect de Lara est actuellement au stade préliminaire d'exploration; en 1987, les réserves étaient évaluées à 837 000 t à 0,61 % de Cu, 3,59 % de Zn, 0,81 % de Pb, 89,5 g/t de Ag et 3,3 g/t de Au (tableau 19-2).

Des skarns riches en fer, dont certains contiennent des quantités importantes de cuivre et de métaux précieux, sont fréquemment observés dans le sud de la Wrangellie. La plupart se trouvent à proximité ou partiellement à l'intérieur de plutons du Jurassique, au sommet de la Formation de Karmutsen, où ils proviennent de l'altération soit des roches de cette formation, soit du calcaire de la Formation de Quatsino ou de de la Formation de Kunga. Les corps minéralisés, de forme très irrégulière, sont contrôlés tant par la répartition des strates favorables et des contacts ignés que par les failles et les pipes bréchiques antérieures à la minéralisation dont ils épousent grossièrement la forme (Sutherland Brown, 1968, 1972). Le minerai, constitué de magnétite et de chalcopyrite, est habituellement contenu dans une enveloppe de minéraux silicatés typiques des skarns, qui comprend principalement de l'épidote, de la chlorite et de l'andradite, mais aussi de l'actinote, du diopside, de la pyrite et de la pyrrhotine (Sangster, 1969). Parmi les gisements de ce type qui ont été exploités, mentionnons ceux de Tasu et de Jedway dans les îles de la Reine-Charlotte, ceux d'Argonaut, de Coast Copper, de Kennedy Lake, de Merry Widow, de Nimpkish et de Zeballos dans l'île de Vancouver, et celui de Texada dans l'île du même nom (fig. 19-1I, en pochette; voir la fig. 19-16). Certains gisements présentent des caractéristiques différentes de celles décrites ci-dessus; il s'agit notamment des zones minéralisées d'Ikeda et de Vananda, situées respectivement dans les îles Moresby et Texada, qui renferment des skarns riches en cuivre, de plus petites dimensions, et généralement en forme de cheminées ou de filons. Quelques-uns des skarns ferrifères, comme celui Merry Widow, sont situés au contact entre le Groupe de Bonanza et la Formation de Quatsino. D'autres skarns, cuprifères ceux-là, se substituent au calcaire de la Formation de Buttle Lake (c.-à-d. la partie exploitée du gisement de Thistle). De l'or pourrait être disséminé dans les parties riches en cuivre et en sulfures de certains skarns ferrifères (Meinert, 1984; Ettlinger et Ray, 1988).

La plupart des skarns ferrifères ont été exploités dans des mines de quelques millions de tonnes à peine. Les deux plus gros sont le gisement de Tasu qui, entre 1963 et 1982, a produit 20,9 millions de tonnes de minerai contenant 5,5 millions de tonnes de concentré de magnétite en association avec 56 084 tonnes de cuivre, plus une quantité

importante de métaux précieux, et celui de Texada, dont on a extrait un peu moins de magnétite et de cuivre, le gros de la production échelonné entre 1957 et 1976 (tableau 19-4-4).

Dans le sud de la Wrangellie, les gisements porphyriques du Jurassique sont plutôt rares, bien que certains stockwerks pyriteux aient été signalés dans des plutons de cet âge. Le seul gisement économique connu est l'importante mine Island Copper située dans le nord de l'île de Vancouver (Northcote et Robinson, 1973). La partie centrale de la zone minéralisée est constituée d'un dyke quartzo-feldspathique large de 100 m et incliné de 70° vers le nord-est, qui a traversé, bréchifié, altéré et minéralisé les andésites pyroclastiques du Groupe de Bonanza selon une géométrie plutôt symétrique (Cargill et al., 1976; Fleming, 1983). Le dyke se trouve dans le prolongement d'un pluton semblable qui est situé à proximité et daté de 154 ± 4 Ma, que l'on croit comagmatique des dacites de la partie supérieure du Groupe de Bonanza (Northcote et Muller, 1972). Le gisement est coiffé d'une brèche très pyrophyllitisée; le dyke, quant à lui, est bordé de brèches dont les fragments ont subi une rotation et qui passent vers l'extérieur à des brèches de fracturation. Le minerai est surtout constitué de chalcopyrite et de molybdénite, accompagnées secondairement de magnétite; ces minéraux forment une zone minéralisée qui est à peu près deux fois plus large que le dyke, lequel est en général moins minéralisé. L'altération superficielle et l'enrichissement supergène ne sont pas très importants. À partir d'une petite zone de séricitisation peu développée au centre, l'altération du dyke passe vers l'extérieur à une association à chlorite-séricite, ensuite à de la biotite, puis finalement à de l'épidote. La mise en production de la mine a débuté en 1971; les réserves sont officiellement estimées à 257 millions de tonnes à 0,52 % de Cu et 0,17 % de Mo, à forte concentration de métaux précieux et à haute teneur en rhénium à l'état de traces (Cargill et al., 1976; tableau 19-3).

Plusieurs petits gisements aux caractéristiques uniques ou ambiguës mais importants du point de vue métallogénique sont contenus dans les roches de la Wrangellie méridionale. Il s'agit, entre autres, de trois différents gisements situés près de Port Alberni : un skarn dans du calcaire et des sulfures massifs dans des dykes mafiques (mine Thistle); une hématite aurifère (prospect de Villalta); et des stockwerks aurifères altérés (prospect de Debbie). Près de la baie Menzies (île de Vancouver) et dans l'île Quadra, un groupe de petits gisements stratoïdes de Cu (Ag-V) situés dans la partie supérieure de la Formation de Karmutsen sont encaissés dans un shale calcareux fossilifère, intercalé dans des laves et d'importance secondaire. Ces gisements contiennent une minéralisation de chalcocite, bornite, cuivre natif, malachite et volborthite (minéral jaune de vanadium), qui s'observe principalement près de la base du shale et qui remplace en partie les fossiles. Les shales intercalés dans les laves ont de 1 à 2 m d'épaisseur, et à peine quelques dizaines de mètres de longueur. L'origine des gisements semble syngénétique à diagénétique, les métaux ayant été lessivés des coulées encaissantes, qui ont une teneur de fond en cuivre élevée (Northcote et Muller, 1972).

La mine Thistle comprend deux gisements qui semblent appartenir à des types différents et qui ne sont peut-être pas du même âge. L'un est un skarn cuprifère, tandis que l'autre consiste en des sulfures de cuivre et de fer massifs à disséminés dans des dykes mafiques. L'un et l'autre ont un contexte géologique complexe, puisqu'ils se sont formés sur le flanc sud-ouest très faillé de l'anticlinorium de Cowichan, où ont fait intrusion des dykes de diabase apparentés à l'Assemblage de Karmutsen. Le minerai exploité est un skarn à chalcopyrite riche en Au qui s'est substitué au calcaire de Buttle Lake. Les gisements de sulfures sont contenus dans une série de dykes à fort pendage d'un complexe filonien qui pourraient avoir servi de conduits aux laves sus-jacentes de la Formation de Karmutsen.

Les deux autres gisements présentant des traits inhabituels semblent combiner une minéralisation pré-accrétionnaire à un enrichissement ou une reconcentration postérieurs à l'accrétion de la Wrangellie. Le gisement de Villalta consiste en une petite lentille d'hématite aurifère adjacente à des carbonates et cherts finement stratifiés de la Formation de Buttle Lake, situés près des intrusions d'Island et de Catface et au niveau de la discordance qui marque le contact basal du Groupe de Nanaimo. Les roches intensément cisaillées du Paléozoïque présentent des indices de minéralisation précoce de type skarn. L'origine du gisement de Villalta n'est pas connue, mais il semble qu'il y ait eu deux phases de minéralisation suivies d'un enrichissement supergène.

Récemment découvert, le prospect de Debbie se caractérise par une haute teneur en or; son contexte géologique est mal connu, cependant. La nouvelle zone 900 semble être composée d'un stockwerk dense de veinules aurifères de dolomie quartzo-ferrugineuse, encaissé dans les tufs et les cherts schisteux de la partie supérieure du Groupe de Sicker, à proximité d'une zone de failles. Certains cherts pyriteux pourraient être d'origine exhalative et avoir servi de protolite à une concentration d'or post-accrétionnaire.

Gisements post-accrétionnaires

Les gisements post-accrétionnaires sont surtout représentés par les types épigénétiques filonien, stockwerk et porphyrique, mais des gisements stratifiés aux caractéristiques inhabituelles se rencontrent également. Les filons et les stockwerks peuvent être contenus autant dans des séquences post-accrétionnaires que dans des roches wrangelliennes, et il peut être difficile de les identifier. Les gisements nettement post-accrétionnaires abondent dans les îles de la Reine-Charlotte; il s'en trouve dans les formations de Masset et de Skonun, de même que dans les plutons de la Suite de Queen Charlotte. Ils sont un peu moins nombreux dans l'île de Vancouver, à l'exception de ceux associés à la Suite de Catface. Dans les îles de la Reine-Charlotte, ils sont représentés par le prospect d'Inconspicuous dans le nord de l'île Graham, le gisement de Cinola dans le sud-est de l'île Graham et le prospect d'April dans l'île Lyell.

Le prospect d'Inconspicuous est contenu dans des tufs felsiques à lapilli de la Formation de Masset, dans une vaste zone d'altération argillique renfermant de petites veinules de calcédoine légèrement minéralisées en pyrite et en or. Le prospect d'April est également encaissé dans la Formation de Masset, dans des brèches pyroclastiques mixtes de milieu marin qui se trouvent à proximité de la faille de Beresford dans le nord-ouest de l'île Graham. Il

comprend une zone silicifiée et pyritisée que recoupent de petits filons aurifères.

Dans les îles de la Reine-Charlotte, le gisement post-accrétionnaire le plus vaste et le mieux connu est celui de Cinola. Il est contenu dans la Formation de Skonun du Tertiaire supérieur, en bordure du sytème de failles de Sandspit. Des gerbes de failles à pendage nord-est de ce système ont juxtaposé le conglomérat et le grès de la Formation de Skonun (compartiment supérieur) au Groupe de Queen Charlotte et à la Formation de Masset qui le recouvre en discordance (compartiment inférieur). Le toit de la faille a été recoupé par un dyke de porphyre quartzique mesurant jusqu'à 40 m de largeur. La rhyolite a été datée de 14 Ma (Champigny et Sinclair, 1982). Dans sa partie la plus épaisse, l'intrusion comporte une enveloppe intensément silicifiée entourée d'une zone d'altération argillique. Le dyke et la roche encaissante de la Formation de Skonun ont subi de multiples phases de bréchification et de silification hydrothermales, dont l'intensité est proportionnelle à la teneur en or (Tolbert et al., 1987). Des filons drusiques et rubanés, constitués principalement de quartz et de calcédoine, secondairement de pyrite et de marcasite, rarement d'or natif, se présentaient à l'origine comme des fractures de tension associées à un déplacement tardif le long de la faille. Ces filons ont en plus subi une bréchification. Tolbert et al. (1987) considèrent le gisement comme un système épithermal de métaux précieux de type source chaude. Ses réserves exploitables ont été estimées à 24,8 millions de tonnes à 2,45 g/t de Au (City Resources (Canada) Ltd., rapport interne, 1988).

Dans l'île de Vancouver, les meilleurs exemples de gîtes filoniens contenus dans des roches post-accrétionnaires sont la zone de Domineer-Lakeview du mont Washington, près de Comox (Muller et Carson, 1969), et le gisement de Privateer à Zeballos. Le gisement de Domineer est constitué de filons contenus dans une zone de cisaillement silicifiée, plane, large et apparemment continue, qui recoupe le Groupe de Nanaimo, les filons-couches de Catface, la Formation de Karmutsen et des brèches mixtes. Le système filonien est spatialement associé avec le gisement porphyrique de Cu (Mo) de Mount Washington et avec un grand nombre de pipes bréchiques et d'écrans minéralisés. Les filons renferment principalement de la pyrite et de l'arsénopyrite, mais aussi, en quantités mineures, une suite étendue de sulfures, de tellurures, de réalgar et d'orpiment. Les réserves se chiffrent à 214 000 t à 7,4 g/t de Au (Better Resources, communiqué de presse, janvier 1987).

La mine Privateer est la plus importante, par sa taille et sa production, d'un groupe de petites mines contenues à l'intérieur et au voisinage immédiat du stock de Zeballos. qui est du même âge que la Suite de Catface. Les filons de la mine Privateer, encaissés dans des roches du Groupe de Bonanza qui ont subi un métamorphisme thermique, consistent en de minces veines de quartz rubanées à fort pendage qui contiennent une bonne proportion de pyrite et d'arsénopyrite, de moindres quantités de sphalérite, de chalcopyrite, de galène et de pyrrhotine, et rarement de l'or natif (Stevenson, 1950). La mine a produit 282 000 t de minerai contenant 18,8 g/t d'or et un peu d'argent, de plomb et de zinc.

Les gisements filoniens logés dans des structures récentes qui recoupent les roches hôtes wrangelliennes des îles de la Reine-Charlotte sont représentés par le prospect de Court et une foule de petits gisements associés à des zones de failles tertiaires de l'île de Vancouver. Le gisement de Court, dans le sud-ouest de l'île Graham, est composé d'un groupe de petits filons de direction ouest encaissés dans une zone d'altération argillique dans la Formation de Yakoun, située non loin des volcanites de Masset (Tertiaire). Les sulfures sont de la pyrite et de la stibine aurifère. Dans l'île de Vancouver, de nombreux filons s'observent à l'intérieur et au voisinage immédiat de failles de chevauchement à fort pendage nord-est qui délimitent la zone de failles de Cowichan Lake. Ces failles ont servi de conduits aux Intrusions de Catface, qui sont communes dans les strates du Groupe de Nanaimo. Les chevauchements sont recoupés par des failles abruptes de direction nord, encore plus récentes. Les deux systèmes de failles présentent des zones d'altération intense en dolomie ferrugineuse, ainsi que des filons aurifères de quartz et de dolomie ferrugineuse. Plusieurs gîtes filoniens de la région du ruisseau China, près de Port Alberni, sont de ce type; c'est le cas en particulier de la mine Victoria, qui a produit un faible tonnage entre 1934 et 1936 et qui fait maintenant partie de la propriété Debbie.

Les gisements porphyrique de cuivre sont assez communs dans les plutons de la Suite de Catface (Éocène), et ceux de Mount Washington et de Catface ont été explorés à fond. La mine Mount Washington se trouve au nord-est du prospect de Domineer. À cet endroit, des roches sédimentaires du Groupe de Nanaimo sont intercalées avec des filons-couches de porphyre quartzique ayant leur source à proximité, soitle stock de diorite quartzique de Mackay Lake, qu'une datation K/Ar place aux environs de 35 Ma. En 1965 et 1966, près de 400 000 t de minerai ont été extraites de deux petites excavations à ciel ouvert; le minerai contenait une teneur moyenne en Cu d'environ 1,16 % de Cu et une faible quantité de métaux précieux.

Le gisement de Catface est situé près de Tofino, à l'intérieur et au voisinage immédiat d'un petit pluton de monzonite quartzique. Il est centré sur une phase légèrement plus récente de diorite quartzique à texture porphyrique qui forme une apophyse irrégulière semblable à un dyke (McDougall, 1976). Le minerai se trouve en grande partie dans les roches encaissantes métabasaltiques, qui sont présumées appartenir à la Formation de Karmutsen. Le gisement a une forme presque cylindrique et plus régulière que les plutons. Il a subi une oxydation intense et montre un certain enrichissement le long des fractures, étant situé dans une zone de relief accidenté et marquée par de fortes précipitations. Le stockwerk, sans orientation particulière, présente des veinules de quartz et de sulfures, ainsi que des fractures remplies de sulfures, qui contiennent une importante suite de minéraux pauvres en fer. La chalcopyrite est plus abondante que la pyrite; la bornite et la molybdénite sont communes, et les minéraux secondaires le sont par endroits, même dans les parties profondes du gisement. À la fin des travaux d'exploration, les réserves étaient officiellement estimées à 181 millions de tonnes à 0,45 % de cuivre (McDougall, 1976).

Un gisement unique de germanium et de kaolinite a été observé dans un petit bassin du Crétacé supérieur, qui appartient probablement au Groupe de Nanaimo, sur la côte Ouest, dans la baie Lang, près de la rivière Powell. Le bassin tectoniquement stable contient des strates de mudstone, de grès et de conglomérat, et communément

aussi des lentilles de lignite. Ces dernières contiennent jusqu'à 139 g/t de GeO_2, mais leur récupération est difficile. Les roches kaolinitiques intercalées sont jugées économiquement importantes (White, 1986b).

Wrangellie septentrionale

Dans le sud-ouest du Yukon, la Wrangellie est séparée du terrane d'Alexander par la faille de Duke River au sud-ouest, et de l'assemblage de recouvrement de Gravina-Nutzotin par les failles de Shakwak et de Dalton au nord-est. Elle est également en contact de faille, quoique sur une plus faible étendue, avec la frontière sud-ouest du terrane d'Alexander, dans le massif St. Elias (fig. 19-1I, en pochette). Les roches volcano-sédimentaires d'arc océanique de l'Assemblage de Skolai (Paléozoïque supérieur), qui sont corrélatives de la partie supérieure de l'Assemblage de Sicker dans le sud de la Wrangellie (Monger, chapitre 8), ont été recoupées par le Complexe de Quill Creek du Trias supérieur (Hulbert et al., 1988). Elles sont recouvertes des Roches vertes de Nikolai, de composition tholéiitique et en partie subaériennes, qui sont surmontées à leur tour par des roches sédimentaires d'eau peu profonde, comme c'est le cas dans l'Assemblage de Karmutsen (Trias supérieur), leur équivalent dans le sud de la Wrangellie.

Dans les chaînons Kluane, des indices de Ni-Cu-Co-EGP, distribués sur une zone de 130 km longueur qui englobe l'ancienne mine Wellgreen et le gisement de Canalask, sont contenus dans des roches sédimentaires clastiques et volcanoclastiques de la Formation de Station Creek (Pennsylvanien), qui fait partie de l'Assemblage de Skolai (Campbell, 1960; Read et Monger, 1976). Des lentilles massives de pyrrhotine, pentlandite, chalcopyrite et magnétite, issues d'une ségrégation magmatique, se sont formées préférentiellement aux contacts altérés et faillés avec des unités marginales gabbroïques du Complexe de Quill Creek, de composition ultramafique à mafique. Des quantités moindres de sulfures sont disséminées dans du gabbro, de la péridotite et les roches hôtes du Paléozoïque (Campbell, 1976; Hulbert et al., 1988). Avant la mise en production de la mine Wellgreen en 1972-1973, les réserves s'élevaient à 669 150 t de minerai à 2,04 % de Ni, 1,42 % de Cu, 0,07 % de Co, 1,2 g/t de Pt et 0,86 g/t de Pd (Muller, 1967). Ce gisement se distingue par l'abondance des éléments du groupe du platine, plus forte que dans les autres gisements de Ni-Cu, en particulier par sa haute teneur en lanthanides (Os, Ir, Ru, Rh); mais c'est également par son âge qu'il est unique, datant du Trias tardif et non du Précambrien (Hulbert et al., 1988). Les gisements ont nettement précédé l'accrétion du superterrane insulaire au Jurassique tardif ou au Crétacé moyen.

Les gisements subéconomiques de sulfures de cuivre et de cuivre natif qui abondent dans le basalte tholéiitique principalement subaérien de l'Assemblage de Karmutsen de la Wrangellie (partie sud-ouest du Yukon) (Read et Monger, 1976) sont corrélatifs des minéralisations cuprifères du même type contenues dans les Roches vertes de Nikolai, dans les monts Wrangell, dans l'est de l'Alaska (MacKevett, 1976). Au gisement de Cu-Ag de Silver City, situé dans la région de la rivière White, au Yukon, à 352 km au nord-ouest de Whitehorse, des enchevêtrements de veinules et des disséminations de cuivre natif et de chalcocite accompagnés de quantités moindres de bornite, de chalcopyrite et de pyrite forment des gisements stratoïdes dans une unité de basalte gloméroporphyrique (Sinclair et al., 1979). De semblables enchevêtrements de veinules de sulfures de cuivre limités par des failles sont présents dans la région du ruisseau Quill et près du lac Dezadeash, où une analyse des lentilles de sulfures du gisement de Johobo ont indiqué, par endroits, des teneurs élevées en Cu et en Ag (Carrière et al., 1981). Armstrong et MacKevett (1977) ont formulé l'hypothèse d'un lien génétique avec le gisement riche en Cu de Kennecott (Alaska) à l'intérieur du Calcaire de Chitistone qui se trouve immédiatement au-dessus. Carrière et al. (1981) ont noté l'absence de calcaire équivalent de type sebkha dans la Wrangellie au Canada. Au ruisseau Bullion, le gypse stratiforme présent dans le Calcaire de Nizina, corrélatif du Calcaire de Chitistone, a été interprété par Campbell et al. (chapitre 8) comme un segment structuralement déplacé de la Wrangellie se trouvant dans le terrane d'Alexander.

Campbell (1981), en se fondant sur les relations spatiales et temporelles entre le Complexe de Quill Creek et les Roches vertes de Nikolai, a établi un lien génétique entre les gisements de Cu-Ni et les gisements de sulfures de cuivre et de cuivre natif. La thèse avancée par Jones et al. (1977), selon laquelle les Roches vertes de Nikolai et, de façon plus générale, l'Assemblage de Karmutsen seraient le produit du rifting d'un arc paléozoïque déjà existant, semble s'accorder avec l'idée de la mise en place de plutons comagmatiques de composition mafique à ultramafique le long de structures de distension à fort pendage. Comme il a été dit dans le cas du gisement de sulfures de cuivre et de cuivre natif de Sustut, dans la Stikinie, l'origine de cette catégorie de gisement n'est pas claire; cependant, la balance penche en faveur d'une minéralisation prémétamorphique relativement précoce, c'est-à-dire antérieure à l'accrétion.

Dans l'est de l'Alaska, le prospect de Baultoff, un gisement porphyrique de Cu (Mo), contient des réserves évaluées à 240 millions de tonnes à 0,2 % de Cu et 0,01% de Mo. Cette minéralisation est contenue dans une diorite quartzique, un porphyre de diorite quartzique et un granite porphyrique, tous du Crétacé (Nokleberg et al., 1987), et est tenue pour accrétionnaire. Le prospect de Cork, dans la région du ruisseau Quill, autre gisement porphyrique de Cu (Mo), remonte à l'Oligocène (Christopher et al., 1972) et est post-accrétionnaire.

Terranes de Pacific Rim et de Crescent

Le terrane de Pacific Rim présente une minéralisation éparse, bien que la Formation de Leech River contienne un certain nombre de prospects, principalement d'or filonien dans des turbidites métamorphisées. Ce type de gisement est le mieux représenté par le prospect de Valentine Mountain, où deux familles de filons recoupent l'ardoise et le schiste de Leech River; la plus précoce se présente comme un réseau ramifié de filonets et l'autre, à teneur plus élevée, sous forme de plans qui recoupent le réseau précédent. Les deux familles de filons contiennent des sulfures épars, principalement de la pyrite, ainsi que des occurrences erratiques mais spectaculaires d'or natif. L'érosion de ces gisements est probablement à l'origine des placers aurifères des rivières Sombrio et Leech.

Le terrane de Crescent, de nature principalement volcanique et moyennement bien minéralisé, renferme une mine d'exploitation récente, plusieurs petites mines d'où l'on expédiait du minerai au début du siècle, et de nom-

breux petits prospects. Ces derniers présentent des caractéristiques communes, étant composés pour la plupart de sulfures massifs à disséminés dans des zones de cisaillement pénécontemporaines avec une altération en hornblende du basalte ou du gabbro. Le Gabbro de Sooke contient également de semblables gisements de pyrrhotine et de magnétite où le contrôle structural est important. La mine Sunro, à la rivière Jordan, comporte une série de lentilles de pyrite et de chalcopyrite massives dans une zone de cisaillement à fort pendage qui recoupe les basaltes du Complexe de Metchosin et les filons-couches intercalés du Gabbro de Sooke. Les deux lithologies de la zone de cisaillement ont subi une altération en amphiboles avant le dépôt des sulfures. Entre 1961 et 1968, la mine a produit 1,3 million de tonnes de minerai à environ 1 % de cuivre avec une petite quantité de métaux précieux.

PARTIE B. MODÈLES DE GÎTES MINÉRAUX

Dans l'exposé qui suit, plusieurs types de gîtes minéraux d'importance économique de la Cordillère canadienne sont décrits en fonction de modèles génétiques globaux. L'accent est surtout mis sur les filons de métaux précieux épithermaux et mésothermaux, ce qui se conçoit facilement compte tenu de la valeur actuelle de ces métaux. Il est question entre autres des gisements de sulfures massifs volcanogènes, qu'ils soient polymétalliques (Zn-Pb-Cu) ou de pyrite cuprifères (Cu-Zn). La suite économiquement importante de gisements porphyriques, de skarns et de gisements de substitution qui est associée aux granitoïdes est également considérée en détail. Les gisements exhalatifs sédimentaires de trois assemblages sédimentaires du miogéoclinal sont comparés. Plusieurs types de minéralisations, tels les gisements de Zn-Pb de type «Mississippi Valley», les gisements de Cu des couches rouges, les gisements de Ni-Cu-EGP dans les roches mafiques et les formations de fer, sont plus importants par leur intérêt métallogénique que par leur valeur économique; ils ont été discutés dans les sections précédentes.

Métaux précieux (Au, Ag, éléments du groupe du platine)

L'or, le métal le plus important d'un point de vue historique de la Cordillère, a été extrait du sous-sol la première fois en 1852, dans les îles de la Reine-Charlotte. Cet événement a précédé de cinq ans l'exploitation d'une importante source d'or alluvionnaire (placer aurifère) située dans un affluent de la rivière Thompson, près de Lytton. À la fin de 1989, 1 230 t de Au avaient été récupérées, dont 690 à partir de gisements filoniens, principalement en Colombie-Britannique, le reste à partir de placers. La production d'or de placer, qui a atteint 375 t au Yukon et 165 t en Colombie-Britannique, provient surtout des champs aurifères du Klondike, au Yukon, qui ont été exploités à la fin du XIX[e] siècle, et des champs aurifères de Cariboo, dans le centre de la Colombie-Britannique, dans la seconde moitié du XIX[e] siècle (tableau 19-1). Les gisements du Yukon comptaient parmi les plus riches champs de placers aurifères au monde, surtout parce qu'ils n'ont pas été dispersés par la glaciation. Une relation spatiale existe entre les placers aurifères et les gisements filoniens (fig. 19-6 et 19-7). Ainsi, de nombreux gîtes filoniens ont été découverts par le biais de la prospection des régions de placers aurifères. C'est le cas notamment des gisements du Klondike, dont la source potentielle dans le socle (ou le filon-mère) n'a été identifiée que récemment (voir la section intitulée «Terrane de Nisling»).

L'extraction d'or et d'argent à partir de filons principalement composés de quartz ou de gisements de substitution a été très florissante jusque dans les années 60. Par la suite, l'or et l'argent obtenus en sous-produit de gisements de cuivre porphyrique et d'autres dépôts de métaux de base représentait plus de 80 % de la production annuelle de la Cordillère. En 1987, environ 55 % de la production d'or filonien de la Cordillère, soit à peu près 17 t de Au et 520 t de Ag, était obtenue en sous-produit. Les gisements porphyriques de cuivre ont une teneur moyenne de 0,07 g/t de Au et 0,7 g/t de Ag, tandis que les minerais de Cu, de Cu-Fe et de Fe des skarns titrent 0,3 g/t de Au et 19 g/t de Ag. Les sulfures massifs volcanogènes encaissés dans des roches basaltiques contiennent 0,07 g/t de Au et 30 g/t de Ag et ceux logés dans des roches rhyolitiques ont livré 1,75 g/t de Au et 82 g/t de Ag (tableau 19-2). La hausse du prix de l'or en 1979 a suscité un regain d'intérêt pour l'exploitation de l'or comme substance principale. Les travaux de prospection actuels ont pour cibles les petits filons à haute teneur de type Bonanza ainsi que les gisements de métaux précieux exploitables en fort tonnage.

Plus d'une centaine de gisements filoniens ont été exploités depuis 1894, mais près de 80% de la production d'or a été extraite de six camps miniers, qui ont livré chacun plus d'un million d'onces d'or (31,1 t). Ces camps, qui figurent au tableau 19-1, sont ceux de Bridge River, de Rossland, de Portland Canal-Stewart (mine Premier), de Hedley, de Cariboo-Barkerville et de Boundary-Greenwood. Les principaux gisements où l'or est exploité comme substance principale, soit les gisements de Bridge River, de Rossland, de Cariboo-Barkerville et de Sheep Creek-Ymir, sont des gîtes filoniens de quartz aurifère et des gisements de substitution pyriteux ou encore des gîtes filoniens à minéralisation d'or et de cuivre, à contrôle structural mais aussi partiellement stratigraphique. Hedley est un gîte aurifère de type skarn. Le principal producteur d'or et d'argent, la mine Silback-Premier, fait partie du camp minier de Portland Canal-Stewart, qui renferme des filons et des stockwerks associés à des plutons hypovolcaniques ou épizonaux. Les sources d'or du camp minier de Greenwood-Boundary sont des skarns à cuivre et à cuivre-magnétite, les gisements de cuivre porphyriques qui leur sont associés, ainsi que les filons périphériques. Des quantités importantes d'or ont été obtenues en sous-produit de l'exploitation du gisement porphyrique de cuivre-molybdène d'Island Copper, des gisements cuprifères de Copper Mountain-Similkameen et de Bell, ainsi que des sulfures massifs volcanogènes des gisements de Westmin et de Britannia. Schroeter et Panteleyev (1986a, b) ont

recensé et mis en tableau ces gisements et d'autres producteurs d'or; Barr (1980) en a fait une description.

La production annuelle d'argent dans la Cordillère canadienne équivaut approximativement au tiers de la production annuelle totale de l'ensemble du Canada; elle provient surtout du gisement de Pb-Zn-Ag de Sullivan, dont la production et les réserves combinées se chiffrent à 11 000 t de Ag. Des gisements semblables du district d'Anvil (Yukon) contiennent des réserves totales de 5 000 t de Ag. D'autres quantités importantes d'argent sont récupérées *en sous-produits de l'exploitation* de sulfures massifs volcanogènes et de gisements de cuivre porphyriques. Les réserves d'argent des gisements de Westmin (sulfures massifs) et du district de Highland Valley (gisements de cuivre porphyriques) atteignent environ 1 100 et 1 700 t respectivement. Les principales ressources en Ag comme substance principale (production et réserves) sont contenues dans des gisements filoniens de la mine United Keno Hill, du Yukon (5 700 t de Ag) et de Highland Bell (1 000 t de Ag). Les mines Equity Silver (2 750 t de Ag) et Silbak-Premier (1 400 t de Ag) regroupent d'importants gisements filoniens, stockwerks et gisements de substitution logés dans des roches volcaniques et pouvant, en partie, être exploités par des techniques d'abattage en masse.

Les types de gisements et leur répartition

Des gisements de métaux précieux de plusieurs types se sont formés tout au long de l'évolution de la Cordillère. Du point de vue génétique, on distingue fondamentalement deux types de minéralisations bien différents : les gisements mésothermaux et les gisements épithermaux. Même si le suffixe «thermal» de cette nomenclature proposée par Lindgren (1928), Nolan (1933) et d'autres a une connotation qui n'est plus nécessairement valide, ces deux types de gisements sont actuellement réputés représenter des minéralisations qui ont eu lieu à différents niveaux crustaux, à partir de fluides ayant des origines différentes (Nesbitt et al., 1986). Les gisements mésothermaux se sont formés à partir de systèmes de convection à grande échelle produisant des fluides circulant en profondeur sous l'action motrice de la tectonique. De façon générale, ces fluides présentent un pH alcalin à neutre; ils sont réduits, riches en CO_2 et extrêmement évolués par les échanges isotopiques et les interactions avec la roche encaissante. Les données isotopiques mettent en évidence de faibles concentrations de ^{207}Pb dans les minéraux métalliques, ce qui indique des sources uniformes et peu évoluées dérivant de la croûte inférieure et des fluides relativement riches en ^{18}O ($\delta^{18}O_{smow}$ de +3 à +16 ‰; Nesbitt et al., 1986).

Les gisements épithermaux sont généralement associés à des événements structuraux tardifs qui se sont produits durant une activité magmatique peu profonde et subaérienne. Les solutions hydrothermales sont des fluides généralement en ébullition circulant à faible profondeur, d'origine météorique, de pH neutre à fortement acide, oxygénés et dilués; la teneur en CO_2 varie de faible à moyenne. Les données isotopiques révèlent en général des sources diverses, la présence de plomb plus radiogénique (Andrew, 1982) et de fluides relativement pauvres en ^{18}O ($\delta^{18}O_{smow}$ de -14 à +3 ‰ ; Field et Fifarek, 1985).

Certains gisements de métaux précieux n'entrent dans aucune des deux catégories susmentionnées. Dans les camps et districts miniers, de nombreux gisements associés

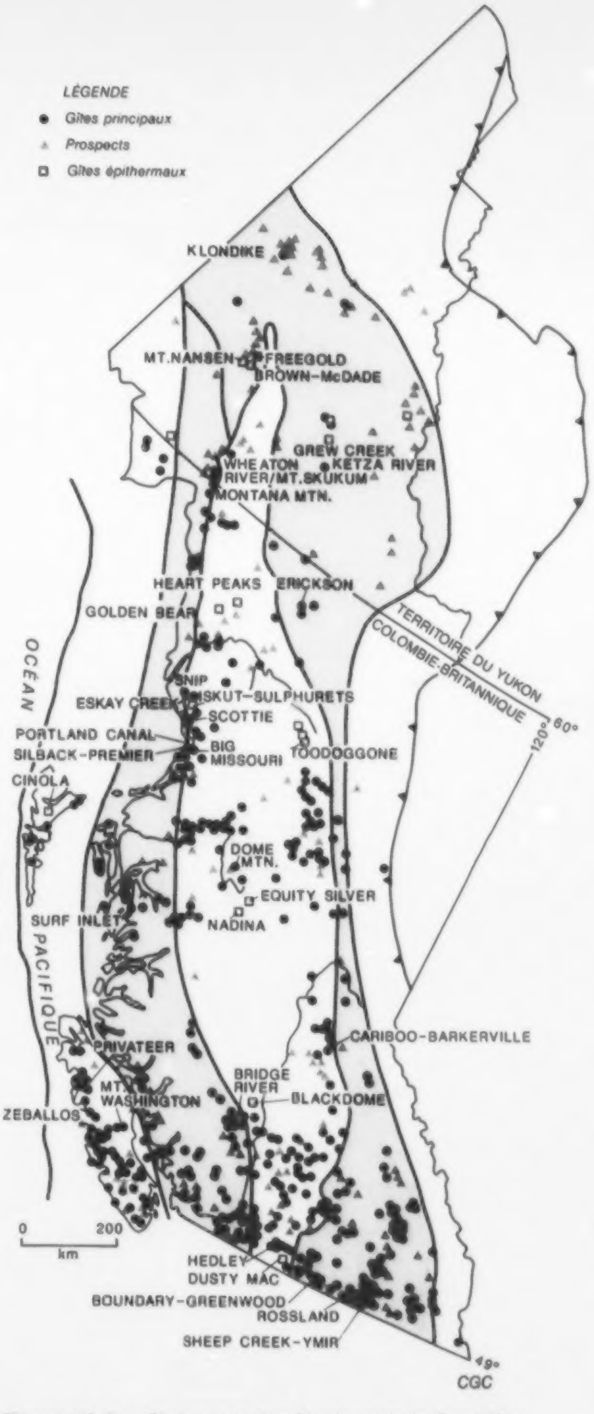


Figure 19-6. Gisements d'or filoniens de la Cordillère.

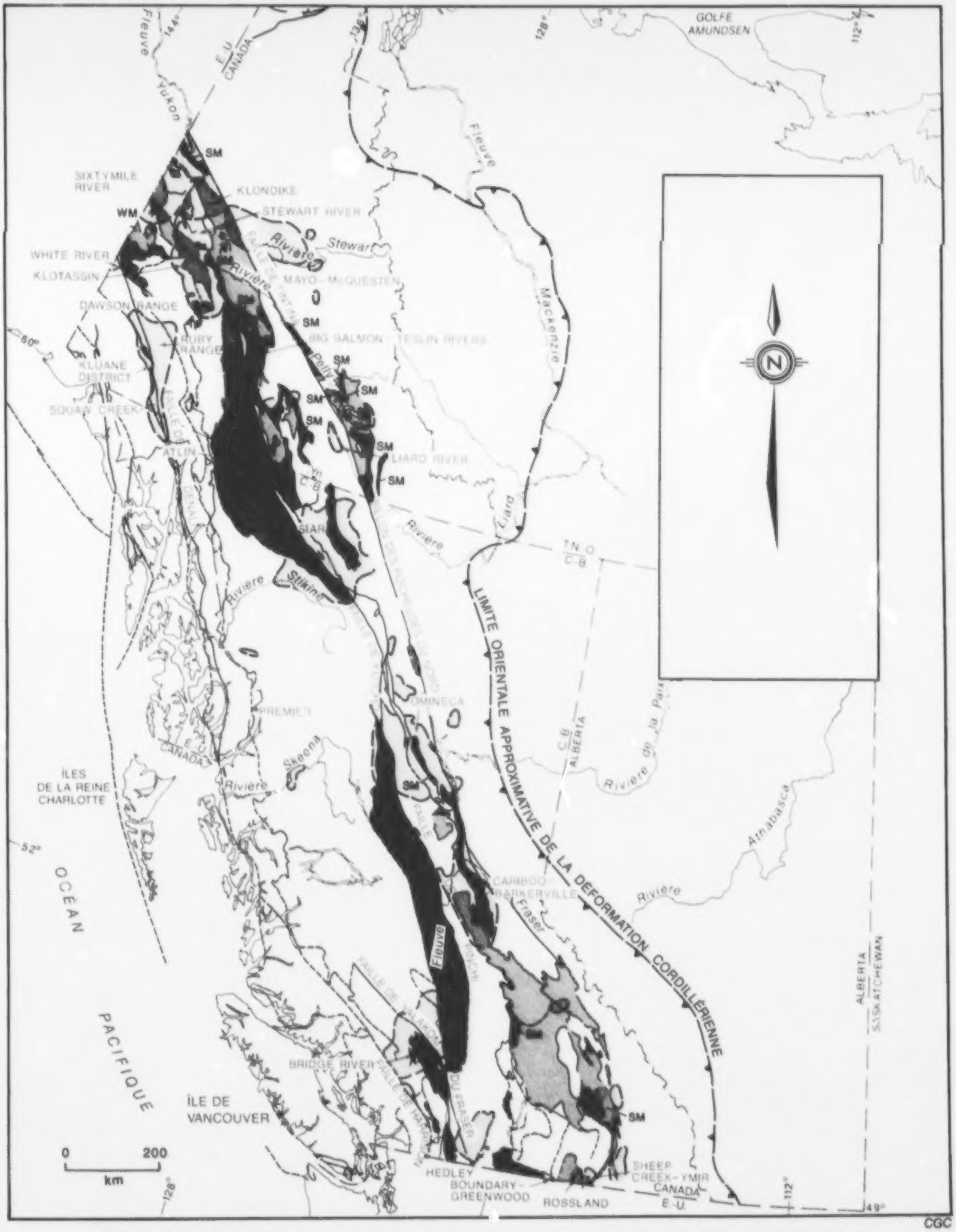


Figure 19-7. Régions de placers aurifères (rose), failles majeures (rouge), principaux camps miniers de gisements d'or filoniens (gris sombre) et terranes océaniques (gris clair). CC : Cache Creek; SM : Slide Mountain; WM : Windy-McKinley; BR : Bridge River; MT : Methow.

à des plutons affichent souvent une zonation en fonction de la profondeur et de la température, et constituent des gisements de transition entre les types mésothermal et épithermal. En outre, la classification en gisements épithermaux et mésothermaux convient mieux aux filons, aux stockwerks et aux brèches; les gisements de morphologie différente, comme les skarns, les gisements de type mantos (stratoïdes), les gisements de substitution et les gisements de détachement, nécessitent une classification et des modèles génétiques qui leur sont propres.

Une nette concentration de différents types de gisements aurifères s'observe le long de la bordure ouest du Domaine d'Omineca, mais aussi sur les bordures ouest et est du Domaine côtier (fig. 19-6). Un certain nombre de gisements filoniens aurifères et bon nombre des principaux districts de placers aurifères sont associés à d'importantes discontinuités structurales (Hodgson et al., 1982) formées à la frontière des terranes volcaniques océaniques, notamment ceux de Bridge River, de Cache Creek et de Slide Mountain (fig. 19-7). Ces terranes océaniques sont composés de roches ophiolitiques démembrées ou de roches clastiques composites de milieu marin et d'arc volcanique, recoupées par des intrusions de diorite ou de granite. Les gisements aurifères formés dans ces milieux, comme ceux du camp minier de Bridge River et des régions de Cassiar et d'Atlin, sont des gisements mésothermaux, semblables aux indices de type Motherlode de la Californie. Ils sont constitués de plusieurs familles de filons de quartz à contrôle structural, massifs à rubanés, qui ont une grande étendue latérale et verticale. Les rapports Au/Ag sont généralement supérieurs à l'unité. La minéralisation en filons de quartz accompagné de minéraux sulfurés épars et, secondairement, d'arsénopyrite, de scheelite ou de tellurures se prolonge en profondeur sans modification importante, dans le sens vertical, de la minéralogie ou de la zonation métallique. Les filons sont caractérisés par des enveloppes d'altération composées principalement de pyrite, de carbonates (de Ca, Fe et Mg), de quartz, de séricite et de fuchsite, accompagnés secondairement d'albite et de chlorite. Dans certains districts miniers, la minéralisation de Hg et de Sb se développe à la périphérie des gisements aurifères ou le long des failles majeures (McMillan et al., 1986).

Les zones d'albitisation et de pyritisation de substitution dans les roches clastiques du Jurassique de la mine Carolin (Ray et al., 1986) se comparent sous plusieurs aspects à celles des gisements mésothermaux formés à proximité de grandes failles et à l'intérieur ou au voisinage immédiat des terranes océaniques. À la mine Carolin, il semble que ce soit la perméabilité initiale de la roche encaissante qui ait contrôlé la mise en place de l'or, plutôt que la formation ultérieure de filons de quartz. Dans des roches sédimentaires métamorphisées du Paléozoïque, une activité hydrothermale semblable, déclenchée par des mécanismes structuraux et contrôlée par des facteurs lithologiques, est à l'origine des gisements de substitution pyriteux de Cariboo Gold Quartz (Benedict, 1945). Ces derniers semblent être le résultat d'une minéralisation en plusieurs phases, comprenant la substitution de sulfures dans des marbres et des schistes à talc et dolomite au Jurassique moyen, auxquels se sont ensuite superposés des filons de quartz au Crétacé précoce (Andrew et al., 1983; F. Robert et B. Taylor, communication personnelle, 1986). Ailleurs, comme dans le district de Rossland et à la mine Scottie près de Stewart, les filons mésothermaux logés dans des roches volcaniques sont caractérisés par des associations d'altération de haute température à silicates de Fe-Mg avec une minéralisation en métaux de base riche en pyrrhotine.

Les autres types de gisements associés à des dépôts d'or filonien dans des terranes océaniques sont les placers aurifères contenant une faible quantité d'éléments du groupe du platine, les sulfures massifs polymétalliques, les gisements d'amiante (celui de la mine Cassiar en particulier) et les petites lentilles de néphrite. Des 50 placers contenant des éléments du groupe du platine (Rublee, 1986) qui ont été découverts, seul celles du complexe ultramafique de Tulameen, de type alaskien, a produit de l'or en quantités significatives, soit 622 kg entre 1889 et 1936.

Les gisements de type épithermal et les gisements de transition sont généralement associés à des structures locales à l'intérieur de champs volcaniques mésozoïques et plus récents, ou encore à des plutons épizonaux distribués sur de vastes zones structurales qui s'étendent transversalement par rapport à la direction nord-ouest dominante de la Cordillère. Dans le nord de la Colombie-Britannique, les arches transversales de Skeena et de Stikine sont deux des plus importantes entités de ce type affectées par des discontinuités structurales et topographiques. Il s'agit de vastes zones de cassure profonde s'échelonnant du Mésozoïque tardif au Cénozoïque, qui ont été périodiquement réactivées et qui présentent un plutonisme mésozonal à épizonal. Dans le sud-est de la Colombie-Britannique, Høy (1982b) a relevé une pareille zone de cassure profonde, recoupée par des intrusions récentes. Dans sa description, il fait mention d'une longue période de minéralisation synsédimentaire et structuralement contrôlée en métaux de base au Protérozoïque et au Paléozoïque, suivie au Mésozoïque de la formation de gisements épigénétiques de métaux de base et précieux soumis à un contrôle structural.

Les minéralisations de Au ou de Cu-Au dans des skarns et des filons polymétalliques sont communes dans les roches volcaniques d'arc insulaire du Mésozoïque dans le Domaine insulaire et le Domaine intermontagneux, les zones structurales transversales, ainsi que les milieux tectoniques de distension du Tertiaire recoupés par des intrusions épizonales et hypovolcaniques. Dans ces contextes géologiques, les gisements de cuivre porphyriques et les corps bréchiques associés contiennent souvent de l'or en quantités économiquement importantes. Un certain nombre de gisements porphyriques alcalins associés à des roches shoshonitiques d'arc du Trias-Jurassique inférieur et quelques gisements porphyriques de formation plus récente associés à des stocks quartziques ont été signalés en raison de leur teneur élevée en or et en argent (tableau 19-3).

Les gisements épithermaux de la Cordillère se comparent à d'autres gisements observés ailleurs autour de la marge du Pacifique (Sillitoe, 1983; Bonham, 1985). Presque tous les gisements sont contenus dans des roches volcaniques. Certains d'entre eux, comme celui de la mine Blackdome (250 000 t de minerai, 25 g/t de Au), sont semblables aux gisements de «type tertiaire» ou de type Bonanza du sud-ouest des États-Unis (Hayba et al., 1985; Heald et al., 1987). Un autre gisement récemment découvert, celui de Cinola (28 millions de tonnes, 2,46 g/t d'Au), associé à une source chaude, du Miocène ou plus jeune

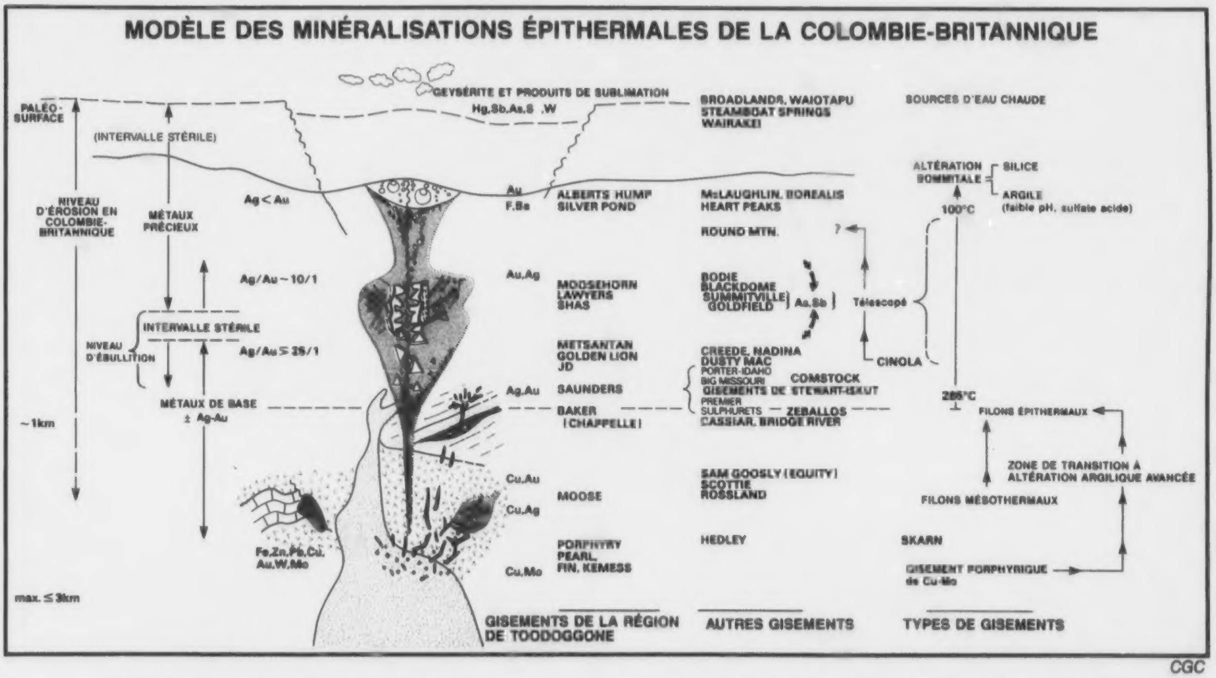
(Tolbert et al., 1987), s'est formé en partie concomitamment avec la sédimentation de la Formation de Skonun dans laquelle il est encaissé (Christie, 1989). Ce gisement est analogue aux gisements de source chaude et géothermaux décrits par Berger (1985), Henley et Ellis (1983) et Henley (1985).

À la différence des gisements épithermaux des autres régions, un certain nombre de gisements de la Cordillère (p. ex. dans les régions de Toodoggone et de Stewart) sont d'âge mésozoïque. Ils sont contenus dans des andésites calco-alcalines à alcalines (shoshonitiques) du Jurassique inférieur et moyen, ce qui suggère des milieux de sédimentation d'arc insulaire ou d'arrière-arc accrétés. Dans ces environnements, les roches subaériennes sont en quantités mineures et sont rarement minéralisées (p. ex. Toodoggone). Penteleyev (1986; fig. 19-8) a élaboré un modèle épithermal qui rend compte de l'origine des gisements et de leur répartition dans le milieu accrétionnaire, très disséqué et tectoniquement actif de la Cordillère. Ce modèle décrit tout le développement de la minéralisation, depuis les gisements de source chaude à la surface jusqu'aux gisements associés à des plutons en profondeur, et compare les gisements de la Cordillère à ceux d'autres régions (Berger, 1982, 1985).

N'ont pas encore été observés dans la Cordillère les gros gisements de type Carlin à minéralisation disséminée dans des roches sédimentaires calcareuses (Tooker, 1985), ni les gisements de détachement associés à des failles plates dans des terranes métamorphiques (Wilkins, 1984). Tempelman-Kluit et Parkinson (1986) ont récemment proposé un lien entre les gisements de Dusty Mac et de Camp McKinney de la Quesnellie méridionale et des failles de détachement du Tertiaire précoce (voir la section intitulée «sous-terrane d'Okanagan»).

Évolution tectonique et âge de la minéralisation aurifère

La figure 19-9 donne un aperçu de la formation des gisements aurifères dans les différents domaines géomorphologiques et terranes à travers les âges. Il ressort nettement que l'or contenu dans de nombreux gisements filoniens, certains gisements de type bréchique (p. ex. Willa), les skarns (p. ex. Hedley) et les gisements de substitution de la zone d'altération propylitique associée aux gisements de cuivre porphyriques (p. ex. QR), est lié en grande partie à une activité magmatique d'arc insulaire qui s'est échelonnée du Trias terminal au Jurassique initial, au cours des phases primitives de l'accrétion. Les intrusions recoupant des roches océaniques du Paléozoïque-Mésozoïque et les arcs insulaires volcaniques du Mésozoïque précoce, ce qui englobe la majeure partie des superterranes intermontagneux et insulaire, sont surtout représentées par des plutons de type I de composition dioritique à granodioritique, généralement cuprifères et liés au processus de subduction. Dans ces milieux, les gîtes de métaux précieux sont associés à une activité hydrothermale à la fois volcanique et plutonique (mésozonale à épizonale). Parmi les gisements les plus anciens logeant dans des roches d'arc volcanique, les plus remarquables sont ceux de la région de Portland Canal-Stewart (p. ex. mine Silback-Premier). Plus près de la marge continentale, une activité volcanique de bassin marginal ou d'arrière-arc dans la région de Toodoggone, datant de la même époque, a déposé



CGC

Figure 19-8. Modèle des minéralisations épithermales de la Colombie-Britannique, illustrant les relations entre les divers types de gisements (gisements de cuivre porphyriques, skarns, gisements filoniens de transition, gisements épithermaux et gisements de source chaude à métaux précieux) et leur zonation en fonction de la profondeur (d'après Panteleyev, 1986).

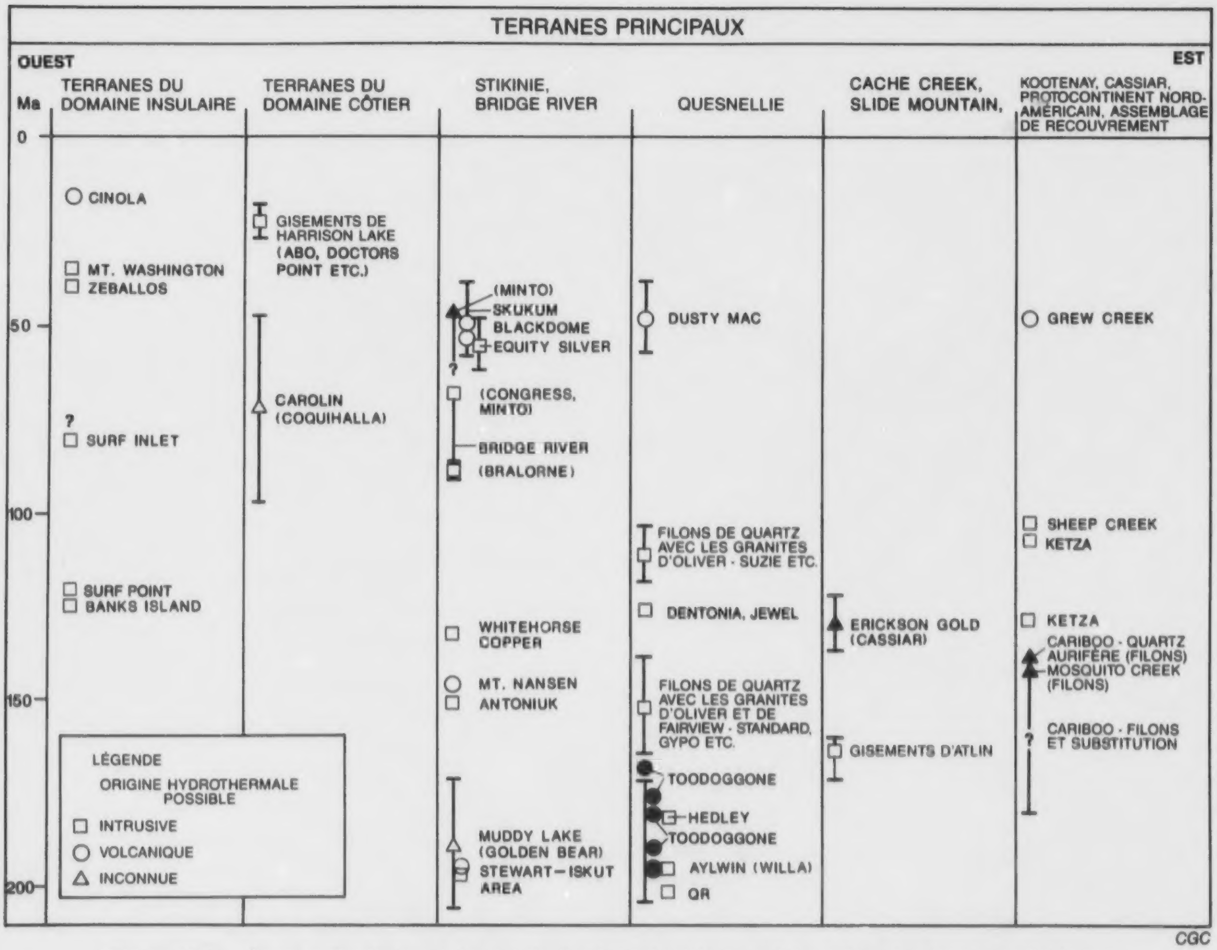


Figure 19-9. Âges radiométriques des minéralisations de métaux précieux dans les terranes principaux ou dans les assemblages de recouvrement. Symboles pleins: âges des minéralisations; symboles évidés: âges des roches hôtes. Les barres verticales indiquent les intervalles d'âges possibles. Les principales sources d'information sont le ministère de l'Énergie, des Mines et des Richesses pétrolières de la C.-B.; le fichier de datations radiométriques de l'Université de la Colombie-Britannique, R.L.Armstrong et al.; «Yukon Geology», vol. 1, 1984.

des roches subaériennes de composition alcaline (shoshonitique) à calco-alcaline, accompagnées, comme c'est souvent le cas, de gisements épithermaux de métaux précieux liés à l'activité volcanique et hydrothermale.

De nombreux filons et gisements de substitution polymétalliques, argentifères et aurifères de taille généralement petite, se sont formés en association avec des plutons de 150 à 100 Ma; c'est le cas, par exemple, des nombreux gisements aurifères de la Quesnellie méridionale et d'ailleurs, comme ceux des camps miniers d'Oliver, de Fairview, de Sheep Creek et d'autres plus petits. Curieusement, les zones axiales métamorphiques des domaines d'Omineca et côtier ne sont pas bien minéralisées, ni en métaux précieux ni en métaux de base, ce qui s'explique probablement par le fait qu'elles ont été fortement soulevées et profondément érodées. La minéralisation la plus intense s'observe plutôt à l'intérieur ou à proximité des petits plutons satellites épizonaux du Tertiaire qui sont situés en bordure des domaines cristallins tectoniquement disséqués.

Les grandes failles délimitant les terranes de la Cordillère, en particulier celles qui juxtaposent des roches océaniques à d'autres terranes, marquent des zones de recouvrement associées à la subduction, qui se sont formées au Jurassique et plus récemment par accrétion tectonique. Certaines sont caractérisées par d'importants déplacements latéraux dextres, postérieurs au Crétacé moyen. De nombreux systèmes de failles correspondent à des zones de migration de fluides hydrothermaux à grande échelle et renferment d'importants gisements aurifères mésothermaux, des gisements de Hg associés et des indices de As, de Hg et de Sb. Selon Nesbitt et al. (1986), les fluides minéralisateurs pourraient avoir des sources composites; il s'agirait principalement de fluides météoriques

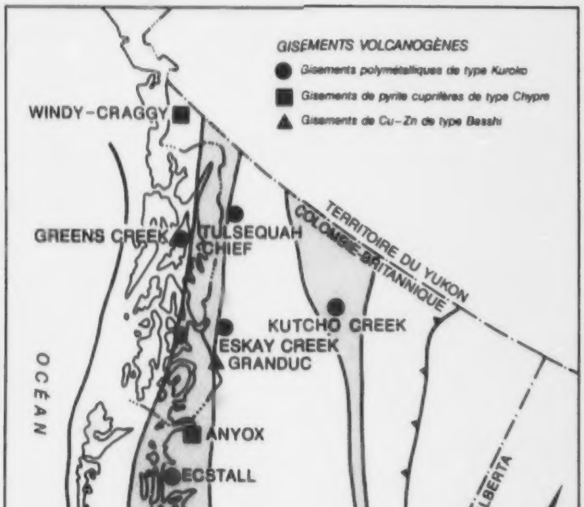
circulant en profondeur, mais probablement couplés à des fluides issus d'une déshydratation métamorphique et peut-être aussi de sources magmatiques comme l'ont suggéré Böhlke et Kistler (1986) dans le cas du gisement de Motherlode de la Californie. Les plus anciens gisements sont ceux de Muddy Lake (Golden Bear) et de la région d'Atlin, situés dans le nord de la Stikinie et datant du Jurassique précoce et moyen. Les gisements du district de Cariboo-Barkerville du Jurassique moyen-Crétacé précoce ainsi que ceux d'Erickson Creek du Crétacé précoce sont semblables quoiqu'un peu plus récents, et se sont formés à l'époque de la collision entre le superterrane intermontagneux et le protocontinent nord-américain. Les principaux gisements de la Cordillère orientale rappellent, par leur milieu tectonique, leur origine et leur âge, les gisements de Grass Valley, de Motherlode et d'autres des contreforts de la Sierra Nevada. Les âges des gisements de la Californie s'échelonnent de 140 à 110 Ma, les âges moyen et médian étant compris entre 120 et 115 Ma (Böhlke et Kistler, 1986). Ceci suggère qu'une activité tectonique majeure accompagnée d'un épisode de métallogenèse de l'or a eu lieu à la fin du Jurassique et au début du Crétacé, le long d'une grande partie de la marge ouest de l'Amérique du Nord. Ces indications métallogéniques, conjuguées à des indices de métamorphisme datant de la même époque, pourraient indiquer une perturbation des interactions entre les plaques pacifique (Farallon et Kula) et nord-américaine après le Jurassique tardif.

Durant le Crétacé tardif, dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique, l'amorce ou la réactivation du mouvement le long des failles coulissantes du système du Fraser (comprenant les failles secondaires) en bordure est du Domaine côtier, sont associées à la formation des plus vastes gisements aurifères de la Cordillère, c'est-à-dire les gisements mésothermaux du camp de Bridge River (voir la section intituée «Terranes de Bridge River, de Cadwallader et de Methow»). Des datations radiométriques et des études isotopiques récentes indiquent une longue minéralisation épisodique coïncidant avec la mise en place de roches plutoniques dans le Domaine côtier, du Crétacé tardif au Tertiaire précoce (90-45 Ma; Leitch et al., 1988). À 175 km au sud-est, la zone de Coquihalla présente un contexte géologique similaire (Ray et al., 1986). Les indices géologiques suggèrent que la minéralisation est postérieure au Crétacé moyen et antérieure à l'Éocène tardif.

Dans toute la Cordillère, une minéralisation en métaux précieux datant du Tertiaire, donc post-accrétionnaire, est liée à un volcanisme continental et à un plutonisme épizonal à hypovolcanique, qui se sont généralement manifestés dans des zones de tectonique en extension. Parmi les gisements logés dans des roches volcaniques de l'Éocène, mentionnons ceux de Mount Skukum et de Grew Creek (Yukon), les gisements épithermaux de type Bonanza de Blackdome, ainsi que le gisement d'Equity Silver, qui est une minéralisation de transition riche en argent et associée à un porphyre (Cyr et al., 1984). Quant au gisement de Cinola, un gîte épithermal dérivé d'une source chaude et contenu principalement dans des roches clastiques du Tertiaire, il est associé à un dyke de rhyolite du Miocène et compte parmi les gîtes majeurs les plus jeunes (Champigny et Sinclair, 1982; Christie, 1989). Il existe d'autres gisements récents associés à des intrusions, comme les filons de quartz et les stockwerks bréchiques situés à l'intérieur ou au voisinage immédiat d'un groupe d'intrusions de l'Oligocène, près de Zeballos et du mont Washington (île de Vancouver), ainsi que les stocks de l'Oligocène-Miocène situés près du lac Harrison (Ray, 1986). Parmi les autres types de gisements de métaux précieux de formation récente qui sont assujettis à un contrôle structural, figurent les filons argentifères du Crétacé situés dans le riche district de Keno Hill (Yukon), les gisements riches en argent de type mantos (stratoïdes) et sous forme de cheminées, du Crétacé tardif ou du Tertiaire, situés dans la Cordillère septentrionale à Midway, et probablement aussi le gisement de type mantos de Ketza (Yukon).

Gisements de sulfures massifs volcanogènes

Les gisements de sulfures massifs (fig. 19-10) logés dans des terranes volcaniques marins du Paléozoïque et du Mésozoïque forment une catégorie de gisements économiquement importante dans la Cordillère (Thompson et Panteleyev, 1976). Ils comptent parmi les premiers gisements d'importance à avoir été exploités en Colombie-Britannique; on y trouve notamment les mines Mount



CGC

Figure 19-10. Gisements de sulfures massifs volcanogènes de la Cordillère.

Sicker (exploitée de 1898 à 1908), Anyox (exploitée de 1914 à 1935) et Britannia (très longtemps exploitée, de 1905 à 1974). Les sulfures massifs étaient la principale source de cuivre de la Cordillère avant la mise en valeur des gisements de cuivre porphyriques dans les années 60. Ils demeurent néanmoins des cibles d'exploration recherchés; parmi les gîtes de ce type récemment découverts, mentionnons ceux de Windy Craggy, de H-W, de Kutcho Creek, de Goldstream et de Samatosum (tableau 19-2). De nombreux gisements de la Cordillère ont une grande taille. Celui de Windy Craggy, avec ses 300 millions de tonnes, est gigantesque, tandis que d'autres, comme ceux de Britannia, de Granduc, d'Anyox et de Westmin, se comparent par leur tonnage aux principaux gisements logés dans des roches vertes archéennes de la province du lac Supérieur et d'ailleurs. Les gisements de la Cordillère découverts avant 1960 étaient en général considérés comme des gisements de substitution épigénétiques à l'intérieur de zones de cisaillement. Dans les années 60, les échanges entre géologues japonais, européens et australiens ont eu pour effet de modifier les concepts de la genèse de ces gisements (Oftedahl, 1958; Stanton, 1960; Tatsumi, 1970). Au début des années 70, le lien génétique entre volcanisme et minéralisation était solidement établi (Sangster, 1972; Hutchinson, 1973, 1980; Sillitoe, 1972; Sato, 1974; Sawkins, 1976; Franklin et al., 1981). Les années 70 ont été marquées par la découverte d'un certain nombre de nouveaux gisements dans la Cordillère, en partie grâce à l'application du concept de l'origine volcanogène de ces gisements (fig. 19-11 et 19-12). Parmi eux, on compte notamment les gisements de H-W (Westmin), de DY, de Kutcho Creek, de Goldstream et de Chu Chua (tableau 19-2).

Si les gisements de sulfures massifs volcanogènes diffèrent les uns des autres dans le détail, il est néanmoins possible de les répartir en deux types généraux, selon la lithologie volcanique hôte, la teneur en éléments métalliques et le milieu tectonique. C'est ainsi que l'on distingue les gisements polymétalliques logés dans des roches volcaniques felsiques, et les gisements de pyrite cuprifères contenus dans des volcanites mafiques et des roches sédimentaires (tableau 19-2, fig. 19-11 et 19-12). Ils correspondent également aux gisements de Zn-Pb-Cu et de Cu-Zn de Franklin et al. (1981) et de Lydon (1984, 1988) respectivement.

Les gisements polymétalliques sont semblables aux gisements tertiaires de type Kuroko du Japon (Ishihara, 1974; Lambert et Sato, 1974; Ohmoto et Skinner, 1983) et aux gisements archéens des ceintures de roches vertes du Bouclier canadien (Sangster, 1972; Franklin et al., 1981). Ils sont associés à des laves felsiques, des pyroclastites subaquatiques et des dômes de roches autobréchifiées présents dans des suites volcaniques différenciées, d'affinité calco-alcaline, composées d'andésite ou d'une séquence bimodale de basalte et de rhyolite, qui se sont formées dans des milieux convergents d'arc insulaire. Les gisements se présentent comme une combinaison de lentilles de sulfures massifs, de brèches à clastes de sulfures et de stockwerks filoniens. Ils sont généralement associés à des centres éruptifs de caldeiras sous-marines à contrôle structural (Scott, 1980). Les minéralisations de sulfures sont associées à l'altération en silice et en séricite. Les zones d'altération périphériques, propylitique ou à zéolites, contiennent communément de la pyrite, de la chlorite et des minéraux argileux (montmorillonite et argiles à couches mixtes). Une zonation s'observe communément dans les gisements de sulfures. La partie centrale de la zone de minerai massif riche en cuivre et la zone de minéralisation filonienne sous-jacente sont surmontées et bordées par des zones riches en zinc ou remplacent ces zones. Les minéralisations à haute teneur en zinc ont été déposées par des fluides moins chauds et plus oxydés, et s'accompagnent d'une abondance de sulfates (barytine, anhydrite et gypse) et de rares zones d'argiles massives. Dans la Cordillère, la minéralisation polymétallique est représentée par le gisement de Westmin, qui réunit des sulfures massifs rubanés, des brèches et des stockwerks, le gisement de sulfures bréchiques de Seneca, ainsi que le gisement de Britannia avec ses stockwerks étendus. Certains gisements, comme ceux de Lara (riche en zinc), d'Eskay Creek (plomb-zinc) et de Samatosum (contenant de la tétraédrite), ont des teneurs en métaux précieux remarquablement élevées, qui atteignent 19 ppm de Au et 1 100 ppm de Ag (voir tableau 19-2).

Les gisements de pyrite cuprifères sont associés à des basaltes marins et à leur couverture de roches clastiques à grain fin. Dans les terranes principalement volcaniques, leur milieu s'apparente à celui des gisements de type Chypre (Constantinou et Govett, 1973) et aux milieux actuels de dorsale médio-océanique (Scott, 1985). Dans les terranes volcano-sédimentaires et principalement sédimentaires, les minéralisations ressemblent aux gisements de Besshi au Japon (Kanehira et Tatsumi, 1970; Fox, 1984) et aux gisements de Kieslager en Europe (Klau et Large, 1980; Franklin et al., 1981). Les gisements se présentent sous forme de lentilles et de nappes stratoïdes de sulfures massifs cuprifères et zincifères à pyrite et pyrrhotine. Certains gisements reposent sur des stockwerks filoniens sulfurés. D'autres, métamorphisés et déformés, sont très atténués et présentent une forme cylindrique. Par rapport aux gîtes polymétalliques logés dans des roches volcaniques felsiques, les gisements de pyrite cuprifères contiennent moins de plomb mais plus de cobalt (souvent jusqu'à 1 000 ppm). Ils sont généralement associés à de vastes zones d'altération en chlorite magnésienne et contiennent davantage de gangue rubanée à silice et carbonate que de sulfates et de minéraux argileux. De nombreux gisements sont spatialement associés à de grandes structures linéaires, tandis que d'autres se trouvent dans des blocs faillés. Dans l'hypothèse ici envisagée d'un milieu de tectonique en extension, le rifting a déclenché un processus de circulation de fluides hydrothermaux sous-marins vers la fin du cycle volcanique ou après qu'eut cessé toute activité volcanique intense. Dans les bassins sédimentaires minéralisés, les sulfures se sont déposés dans des zones structurales caractérisées par des changements marqués de faciès (passage de sédiments d'eau peu profonde à des sédiments d'eau profonde), par des variations stratigraphiques et latérales majeures (séquences de basalte passant à des séquences de roches clastiques noires à grain fin), par la présence de nombreux dykes et filons-couches de basalte ou de diabase et, en dernier lieu, par des variations de la composition chimique des magmas (variant de tholéiitique à calco-alcaline). Les différences entre les gisements s'expliquent par la variabilité des apports sédimentaires ayant accompagné l'émission des fluides hydrothermaux, et par le dépôt de sulfures soit sur le fond océanique ou sous une mince couverture de sédiments non consolidés (fig. 19-11).

Les dorsales médio-océaniques à faible taux de sédimentation, où se trouvent des basaltes en coussins, des laves en nappes, des complexes filoniens de gabbro hypovolcaniques et, en faibles quantités, des sédiments chimiques ferrugineux ou manganifères de composition siliceuse et oxydée, sont interprétées comme des équivalents des milieux ophiolitiques (c.-à-d. croûte océanique) des gisements de Chypre, d'Oman, de Terre-Neuve et d'autres semblables (Spooner, 1980; Alabaster et al., 1982; Upadhyay et Strong, 1973). Une autre hypothèse veut que les gisements encaissés dans des basaltes ou dans des empilemenst de basalte et de roches sédimentaires se soient formés dans des monts sous-marins extra-dorsaux (Alasbaster et al., 1982) ou dans des milieux d'arrière-arc ou d'inter-arc (Miyashiro, 1973).

L'énorme prospect de Windy Craggy, dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, compte parmi les gisements de la Cordillère encaissés dans des roches basaltiques. À cet endroit, les sulfures logés dans des basaltes du Trias et aux contacts entre le basalte et l'argilite contiennent environ 300 millions de tonnes de pyrite massive à disséminée à minéralisation cuprifère. Dans l'éponte inférieure du gisement, une zone de minéralisation filonienne a révélé en sondage jusqu'à 12,8 ppm de Au et à peu près 1 % de Cu dans un intervalle de 38,7 m (Gammon et Chandler, 1986). MacIntyre (1986) a interprété le milieu tectonique du gisement de Windy Craggy, sur la foi de données lithogéochimiques de la roche encaissante, comme un arc insulaire immature ou un arrière-arc dans un régime en expansion, avec une abondance de dykes et de filons-couches de diorite (diabase ?). Selon Sharp (1980), les gisements d'Anyox, du même type, seraient logés dans des basaltes tholéiitiques de dorsale, et selon Aggarwal et Nesbitt (1984), le gisement de Chu Chua se serait formé dans un milieu de fond océanique ou d'île océanique (mont sous-marin) au Carbonifère. Le petit prospect de Sunro constitue un des rares exemples d'un gisement du Tertiaire. Il est associé à des intrusions gabbroïques encaissées dans la séquence ophiolitique du terrane de Crescent, dont l'accrétion est relativement récente (Éocène).

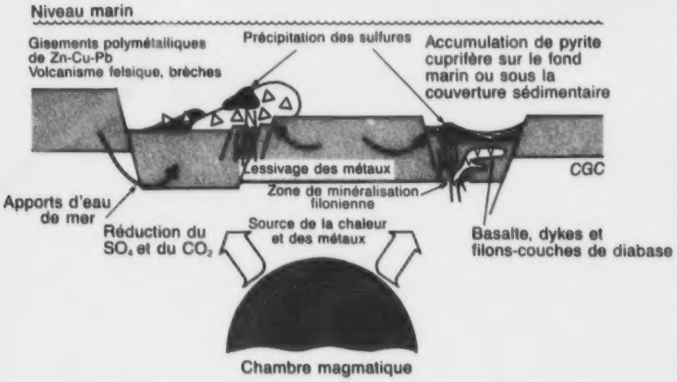


Figure 19-11. Modèle génétique des gisements de sulfures massifs volcanogènes. Modifié de Sawkins (1984), de Hutchinson (1980) et d'autres sources.

Les terranes sédimentaires et métasédimentaires qui contiennent secondairement des roches volcaniques renferment des minéralisations qui ont été comparées aux gisements de type Besshi. Le gisement de Goldstream (Høy et al., 1984) est une couche unique de sulfures massifs de 1 à 3 m d'épaisseur, encaissée dans des clastites terrigènes métamorphisées qui se sont déposées le long de la marge continentale de divergence durant l'Éocambrien ou plus récemment (Høy, 1979). Le gisement de la mine Granduc se présente comme une série de lentilles concordantes de sulfures massifs dans des métavolcanites laminées et plissées contenant des sédiments calcareux et gypsifères qui se sont déposés dans un milieu d'arc insulaire, en eau peu profonde (Grove, 1986). Un milieu géologique semblable à celui du gisement de Goldstream, s'observe actuellement dans le bassin de Guaymas, qui est associé à

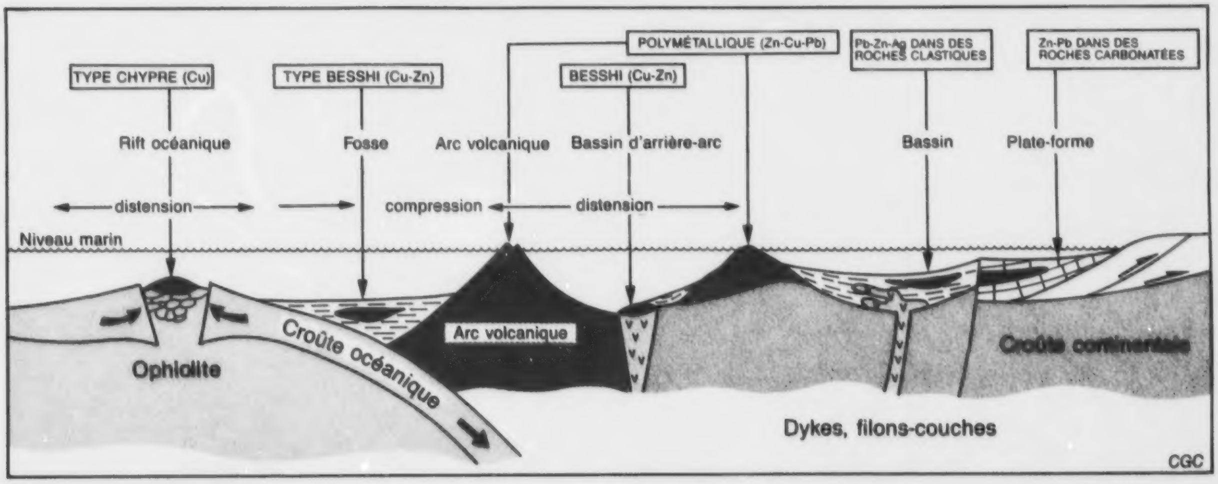


Figure 19-12. Milieux tectoniques des gisements de sulfures massifs. Repris de Hutchinson (1980) et modifié par T.Høy et d'autres auteurs.

une faille transformante, dans le golfe de la Californie (Lonsdale et al., 1980; Koski et al., 1985; Scott, 1985).

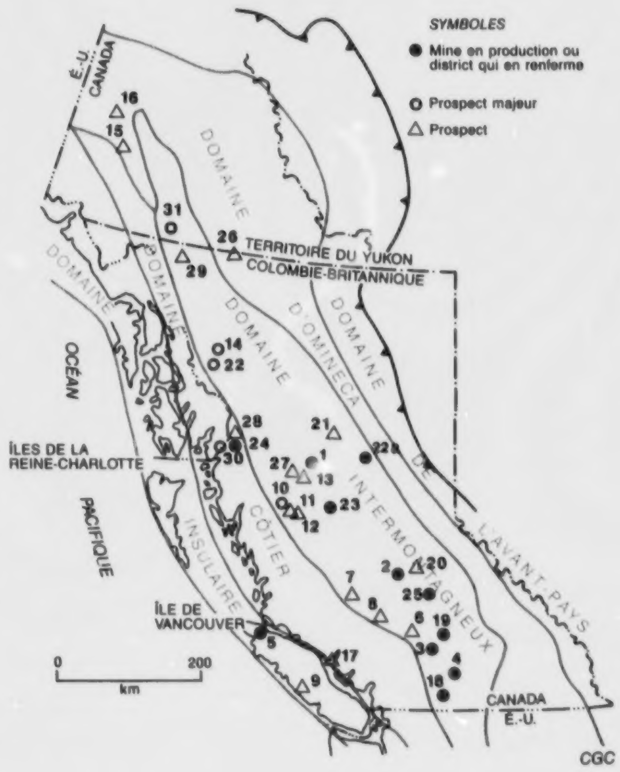
Des chercheurs s'intéressent actuellement à des aires de formation de sulfures massifs (encore actives ou depuis peu inactives) qui se trouvent sur des dorsales actuelles dans le nord-est du Pacifique (Rona, 1984; Koski et al., 1988). Ces dorsales marquent la zone d'interaction entre la plaque pacifique et la plaque Juan de Fuca en subduction. Après la découverte, en 1979, de fumerolles («black smokers») sur la dorsale du Pacifique-Est (East Pacific Rise) à 21°N de latitude (Francheteau et al., 1979), au moins huit sites de sédimentation hydrothermale ont été relevés sur les dorsales Explorer et Juan de Fuca et sur des monts sous-marins au large de la Colombie-Britannique.

La plupart des gisements sont de petites aiguilles de sulfures massifs ou des aiguilles effondrées formées le long de failles de rifts sous-marins ou en bordure de caldeiras. Les gisements de plus grande taille se présentent comme des monticules de 5 à 10 m d'épaisseur recouverts de sédiments non consolidés. Le processus de croissance des monticules et des cheminées de minéralisations sulfurées s'effectue en grande partie de la façon suivante : les solutions hydrothermales, retenues et dispersées par l'anydrite et les sulfures déjà présents, déposent leurs charges de sulfures, qui vont remplir les vides et se substituer à d'autres minéraux au sein de la lentille (Lydon, 1988). Soixante gisements ont été identifiés dans le sud de la dorsale Explorer. La plupart des gisements de sulfures massifs qui affleurent sont de petite taille; le plus gros, celui de Magic Mountain, est un monticule de sulfures recouvert de roches sédimentaires mesurant 300 m de diamètre. En 1986, un très vaste monticule de sulfures a été découvert dans le rift avorté à forte sédimentation qui se trouve dans la vallée Middle dans la partie nord de la dorsale Juan de Fuca (Davis et al., 1987). Ce monticule pourrait contenir environ 100 millions de tonnes de sulfures massifs (S. Scott, communication personnelle à A.P., 1987).

Gisements porphyriques

Les gisements porphyriques de Cu, Cu-Mo et Mo disséminés, à fort tonnage, à faible teneur et exploitables en vrac, constituent le principal type de gisement que renferment les roches granitiques. Les gisements porphyriques de la Cordillère (fig. 19-13 et tableau 19-3) contiennent environ 60 % du cuivre et la quasi-totalité des ressources en molybdène du Canada. Ils ont été jugés d'intérêt économique pour la première fois à la fin des années 50. Leur exploitation a débuté en 1962, dans la Highland Valley. Dans les deux décennies qui ont suivi, une conjoncture économique favorable a rendu possible l'exploitation de ces gisements à très faible teneur. Le cuivre des gisements porphyriques a été durant cette période le plus important des minéraux du point de vue économique, avant d'être supplanté par le charbon au début des années 80. Au cours des dernières années, avec la hausse des frais d'exploitation et la baisse des prix des métaux de base, seules les mines ayant des méthodes d'exploitation très efficaces, des biens d'équipement complètement amortis ou une importante production secondaire de métaux précieux ont pu demeurer ouvertes.

Les gisements de cuivre porphyriques de la Cordillère, généralement associés à des roches intrusives hypovolcaniques à texture porphyrique et de composition intermédiaire à felsique, sont semblables à ceux que l'on trouve ailleurs dans le monde (Titley et Hicks, 1966; Lowell et Guilbert, 1970; Gustafson et Hunt, 1975; Beane et Titley, 1981; Titley et Beane, 1981; et Titley, 1982). Quant aux gisements de molybdène, ils s'apparentent aux minéralisations décrites par Clark (1972), Mutschler et al. (1981), Westra et Keith (1981), ainsi que White et al. (1981). Les gisements porphyriques de la Colombie-Bri-



CATÉGORIE CALCO-ALCALINE

1 BELL, GRANISLE, MORRISON
2 GIBRALTAR
3 GISEMENTS DE HIGHLAND VALLEY - LORNEX, BETHLEHEM, HIGHMONT, VALLEY COPPER, JA
4 BRENDA
5 ISLAND COPPER
6 MAGGIE
7 FISH LAKE
8 POISON MOUNTAIN
9 CATFACE
10 BERG
11 HUCKLEBERRY
12 OX LAKE
13 BIG ONION
14 SCHAFT CREEK
15 MOUNT NANSEN
16 CASINO
17 OK

CATÉGORIE ALCALINE

18 COPPER MOUNTAIN-SIMILKAMEEN
19 AFTON
20 MOUNT PELLEY
21 LORRAINE
22 STIKINE (GALORE CREEK)
22a MOUNT MULLIGAN

GISEMENT DE MOLYBDÈNE

23 ENDAKO
24 BC MOLY (KITSAULT)
25 BOSS MOUNTAIN
26 LOGTUNG
27 GLACIER GULCH
28 AJAX
29 ADANAC
30 QUARTZ HILL (ALASKA)
31 RED MOUNTAIN

Figure 19-13. Principaux gisements porphyriques de cuivre et de molybdène de la Cordillère.

tannique et du Yukon ont fait l'objet d'une discussion détaillée de la part de Sutherland Brown (1976a, c). Les gisements porphyriques de molybdène ont été étudiés par Soregaroli et Sutherland Brown (1976), et ceux de cuivre par McMillan et Panteleyev (1980).

Les observations des gisements porphyriques de la Cordillère canadienne ont été exposées en détail par Sutherland Brown (1976a, c), qui a proposé une classification en trois catégories basée sur la morphologie : phallique, volcanique et plutonique. Les gisements porphyriques dits «phalliques» ressemblent aux gisements typiques du sud-ouest des États-Unis qui ont été décrits par Lowell et Guilbert (1970), et que McMillan et Panteleyev (1980) ont par la suite qualifiés de «classiques». La classification morphologique de Sutherland Brown repose essentiellement sur des considérations de zonation verticale, mais elle tient compte également de plusieurs caractéristiques des minéralisations (fig. 19-14).

Les gisements de la Cordillère canadienne se distinguent par les caractéristiques suivantes: absence de minéralisation supergène, sauf dans de rares cas (Ney et al., 1976); les roches hôtes sont volcaniques dans la plupart des cas; les minéralisations se sont formées le plus souvent dans la roche encaissante, et moins souvent dans les porphyres. Cela donne des faciès d'altération qui ressemblent davantage à ceux des gisements porphyriques de roche encaissante décrits par Guilbert et Lowell (1974) qu'aux gisements contenus dans des roches granitiques décrits par Lowell et Guilbert (1970). Dans le cas de nombreux gisements, les cornéennes à biotite dérivées de roches volcaniques et sédimentaires sont les principales roches hôtes. Les cornéennes précoces, formées par métamorphisme thermique (de contact), donnent une roche hôte plus rigide et cassante qui a subi une importante fracturation durant les processus ultérieurs de mise en place du magma et de minéralisation hydrothermale.

Les «gisements porphyriques alcalins», qui forment un sous-groupe petit mais important des gisements porphyriques de cuivre, sont associés à des magmas exceptionnellement pauvres en silice, qui produisent des intrusions porphyriques de composition variant du gabbro alcalin à la syénite (Barr et al., 1976). Les caractéristiques de ce sous-groupe de gisements sont les suivantes : roches hôtes volcaniques à métasomatisme potassique important, composées d'une association minérale à grain grossier comprenant de l'orthoclase, de la biotite, du grenat, de l'anhydrite et, secondairement, de la pseudoleucite. La zone de minerai de deux gisements pophyriques alcalins (Ingerbelle et Stikine Copper) se trouve presque entièrement à l'intérieur des roches hôtes volcano-sédimentaires dans un skarn dont les associations minérales présentent une zonation qui est fonction de la distance par rapport aux intrusions alcalines adjacentes (Fahri et al., 1976; Allen et al., 1976). La minéralisation renferme en abondance des sulfures riches en cuivre mais pauvres en fer (chalcocite et bornite) ainsi que de la chalcopyrite; les gisements ne contiennent presque pas de molybdène. Certains gisements porphyriques du sous-groupe alcalin ont des teneurs en cuivre et en métaux précieux beaucoup plus élevées que la moyenne (tableau 19-3). Par exemple, le gisement de Stikine Copper (Galore Creek) contient 125 millions de tonnes de minerai primaire à 1,06 % de Cu, 0,4 g/t de Au et 7,7 g/t de Ag. Les fortes concentrations de métaux précieux qui caractérisent les porphyres alcalins

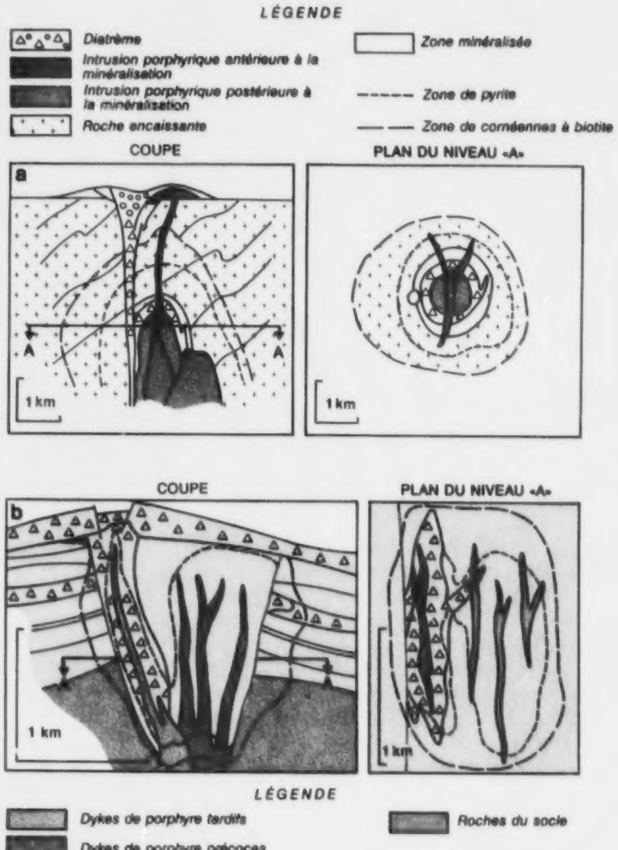


Figure 19-14. Modèles des gisements de cuivre porphyriques. Modifié de Sutherland Brown (1976c) et de McMillan et Panteleyev (1980). Les gisements sont groupés en trois catégories, selon la morphologie et la profondeur: a)classique, b)volcanique et c)plutonique.

(0,2 à 0,7 g/t dans le cas de l'or et invariablement supérieures à 2,35 g/t dans celui de l'argent) permettent de les distinguer des autres types de gisements porphyriques (Sinclair et al., 1982).

Il est possible de distinguer deux types de gisements distincts dans les gisements de Mo de la Cordillère décrits par Soregaroli et Sutherland Brown (1976). Les gisements du premier type, auxquels appartient la minéralisation de Glacier Gulch, sont semblables aux gisements de type Climax (voir White et al., 1981). Dans ces gisements, les «enveloppes de minerai», qui renferment dans certains cas des quantités appréciables de minéraux de W et Sn, ressemblent à des tasses à thé renversées qui reposent sur des phases intrusives minéralisatrices bien spécifiques dans des plutons composites. Il en existe aussi des variantes, comme les gisements associés à de petits plutons composites, dans lesquels des enveloppes de minerai annulaires et étendues verticalement se sont formées dans la roche encaissante, en bordure d'une ou de plusieurs phases intrusives dont la composition varie de la granodiorite à la monzonite quartzique. Plusieurs de ces gisements ont été découverts dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique, dont celui de BC Moly/Kitsault (Steininger, 1985). Le second type de gisements regroupe de vastes stockwerks de quartz à faible teneur, encaissés dans de gros plutons relativement homogènes dont la composition varie de la monzonite quartzique à la granodiorite (p. ex. Endako). Par ailleurs, certains gisements sont constitués de petits réseaux de filons à haute teneur, combinés à des stockwerks et à des zones bréchiques contenus dans des plutons de petite taille (p. ex. Boss Mountain).

Une des répercussions les plus importantes des études métallogéniques des gisements porphyriques, c'est leur influence sur les interprétations tectoniques. La base de données métallogéniques provient des vastes études qui ont été faites sur les datations radiométriques (fig. 19-15), de même que sur les caractéristiques isotopiques et lithogéochimiques des plutons et des gisements qui leur sont associés (Armstrong, 1988). Cependant, les chercheurs ne sont pas parvenus à mettre en évidence une distribution simple des granites selon les types S, I ou A (Chappell et White, 1974; Ishihara, 1981; Pitcher, 1982; White et Chappell, 1983), ni à établir une corrélation entre ces plutons et les différents types de gisements. Sutherland Brown et al. (1971) ont reconsidéré la relation générale établie de longue date entre les gisements de Mo, W et Sn contenus dans de la monzonite quartzique et de la granodiorite à l'intérieur des roches miogéoclinales de la marge continentale du protocontinent nord-américain, et les gisements cuprifères des terranes volcaniques et plutoniques à l'ouest. Dans quelques cas seulement a-t-on pu mettre en évidence un lien génétique entre des types de granite spécifiques et des gisements. Sinclair (1986), par exemple, a décrit un lien spécifique entre les gisements de Mo, W et Sn et les granitoïdes de type S dans la Cordillère septentrionale. La partie A du présent chapitre contient la description d'une association entre des skarns à W et des granites apparemment de type S, qui ne se dément nulle part dans la Cordillère orientale. De même, Anderson (1988) a décrit une progression dans la Cordillère septentrionale, où des granitoïdes de type I associés à un arc insulaire passent à des granitoïdes de type S de marge continentale datant du Crétacé moyen, puis à des granites de type A du Crétacé tardif-Tertiaire précoce. Il a rapporté les variations pétrogénétiques à des régimes de contraintes en évolution assujettis à un contrôle tectonique, qui a permis à diffférentes sources de magma de se manifester durant la longue période de l'accrétion continentale et au cours de la déformation ultérieure de la marge continentale. Ailleurs, Griffiths et Godwin (1983) ont utilisé les rapports entre Cu/Mo et d'autres caractéristiques pétrogénétiques pour préciser la relation entre les gisements cuprifères et les magmas crustaux anatectiques de type I dérivant d'un arc volcanique ou d'origine océanique, alors que les gisements de Cu-Mo et Mo sont associés à des magmas de type S de marge continentale dont les multiples sources ne peuvent être déterminées.

Godwin (1975) s'est basé sur l'âge des gisements porphyriques de cuivre et des roches hôtes pour identifier les sources de magma minéralisateur dans le contexte de la tectonique des plaques. L'hypothèse qu'il a finalement retenue, admettant l'existence de zones de subduction imbriquées dont les échelons sont progressivement plus jeunes vers l'extérieur, a ébranlé les idées reçues et exercé une influence certaine sur quelques-unes des premières synthèses tectoniques de la Cordillère (Monger et Irving, 1980; Monger et al., 1982). Plus récemment, une analyse de la répartition spatiale des événements magmatiques résumés par Armstrong (1988) et d'autres auteurs (fig. 19-15) met en évidence une configuration beaucoup plus complexe, avec une succession d'arcs magmatiques de type andin qui s'étend sur de grandes sections de la Cordillère nord-américaine, sinon sur toute sa longueur.

Les âges des intrusions contenant des gisements de Cu-Mo et Mo porphyriques, confrontés avec ceux de tous les événements magmatiques de la Cordillère (fig. 19-4), font clairement ressortir plusieurs époques de minéralisation bien définies (Christopher et Carter, 1976). De plus, beaucoup de plutons contenant des minéralisations de Cu ou de Cu-Mo et presque toutes les intrusions alcalines portant des gisements cuprifères alcalins riches en or sont plus vieux que tous les gisements minéralisés exclusivement en molybdène. Les gisements cuprifères les plus anciens, dont les âges se situent entre 218 et 179 Ma (Highland Valley, Stikine Copper, Schaft Creek, Cariboo-Bell) et d'autres sont associés à un magmatisme d'arc volcanique qui s'est manifesté dans des milieux préaccrétionnaires, avant l'accolement des terranes au continent nord-américain. On connaît quelques gisements de Cu-Mo datant du Jurassique précoce-tardif (Island Copper, Brenda), qui pourraient être contemporains de l'accrétion; par contre, on n'a pas encore trouvé de gisements cuprifères datant de la période de 140 à 95 Ma. Cette lacune coïncide avec l'apparition de quelques gisements de molybdène, entre autres celui d'Endako, qui est un des plus gros et qui a produit une datation radiométrique d'environ 140 Ma; il s'agit donc du plus ancien gisement de molybdène connu de la Cordillère méridionale. Quelques gisements de molybdène encore plus anciens ont été découverts au Yukon (Sinclair, 1986). La seule mine de Ni-Co de la Colombie-Britannique, la mine Giant Mascot, est également associée à un épisode plutonique contemporain de l'accrétion au Crétacé. La majorité des quelque 120 gisements porphyriques de Cu, Cu-Mo et Mo sont post-accrétionnaires et se sont formés du Crétacé tardif à l'Éocène tardif (de 95 à 40 Ma); la plupart se situent entre le Paléocène et l'Éocène moyen (entre 65 et 45 Ma). Quelques gisements de Cu-Mo et Mo, principalement dans les domaines insulaire et côtier,

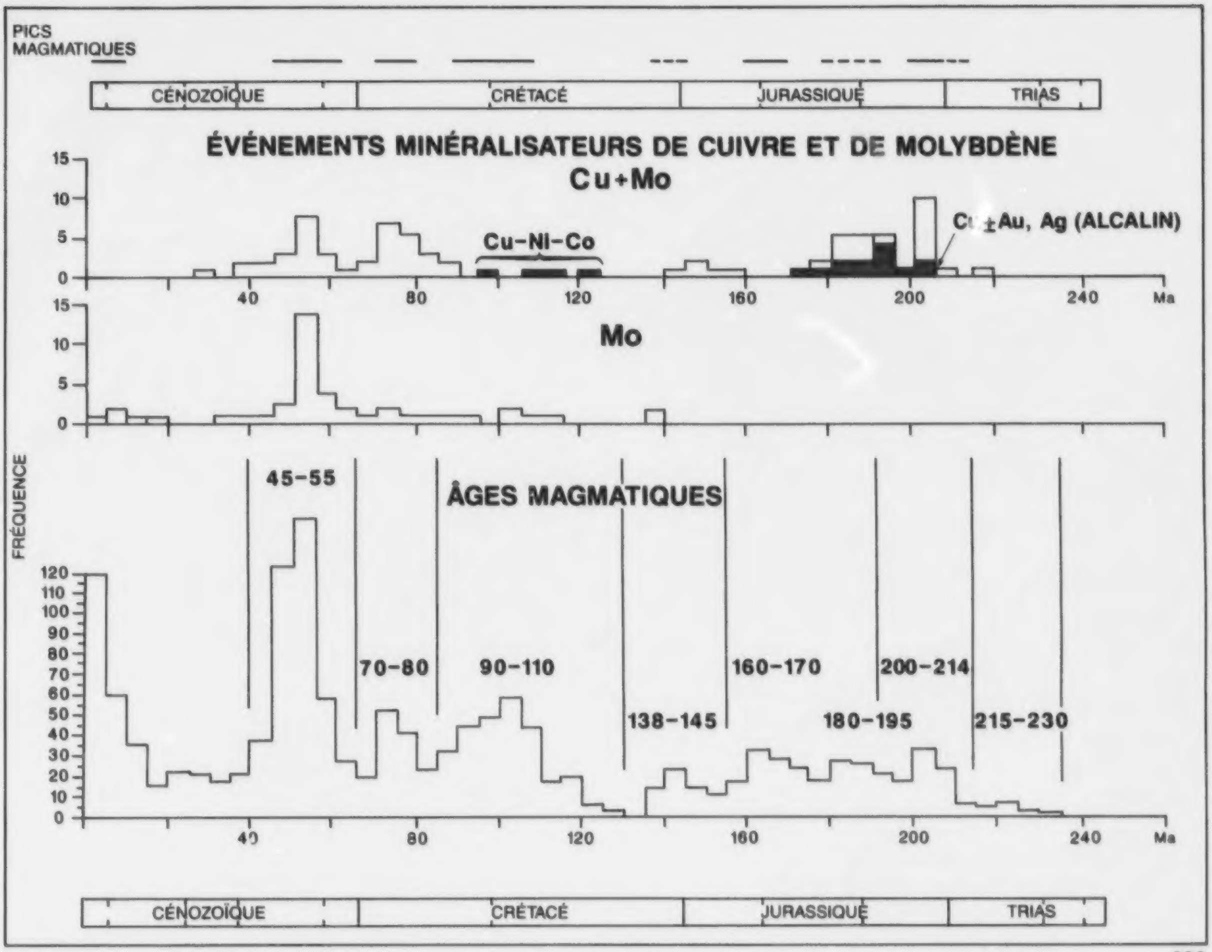


Figure 19-15. Âges radiométriques des événements magmatiques (principalement plutoniques). La plupart des âges sont tirés d'Armstrong (1988) et les événements hydrothermaux de Christopher et Carter (1976), de Sinclair (1986) et d'autres sources.

datent de l'Éocène tardif-Oligocène (de 40 à 26 Ma). Les minéralisations porphyriques les plus récentes sont les gisements de molybdène de la partie sud du Domaine côtier, près du mont Waddington. En font partie les gisements de Salal (8 Ma) et de Franklin Glacier (7 Ma) du Miocène tardif. La présence de plutons minéralisés en molybdène (avec ou sans Cu associé) est probablement le résultat de l'évolution tectonique et de la maturation de la marge continentale accrétée, marquées par la fusion partielle de croûte évoluée dans les terranes ayant subi une accrétion par subduction et contenant des sédiments subduits ainsi que des débris continentaux à Mo recyclés.

Skarns minéralisés

La Cordillère canadienne renferme plusieurs types de skarns économiquement importants répartis dans plusieurs zones métallogéniques distinctes. Des skarns riches en tungstène s'observent dans des assemblages de calcaire-pélite de la plate-forme miogéoclinale de l'Amérique du Nord, mais aussi dans des équivalents déplacés se trouvant dans le Domaine d'Omineca de la Cordillère orientale. Ces skarns riches en tungstène se sont formés dans un milieu réducteur relativement profond, plus précisément dans un calcaire du Cambrien inférieur adjacent à un pluton de monzonite quartzique de type S du Crétacé moyen. Plusieurs prospects matures contenant des réserves importantes dessinent une zone arquée qui renferme la mine Canada Tungsten et qui borde le bassin de Selwyn à l'est et au nord-est (fig. 19-16). Jusqu'à sa fermeture récente, la mine Canada Tungsten a été le plus gros producteur de W du monde occidental. Par ailleurs, de grandes quantités de W ont été extraites, pendant et peu après la Seconde Guerre mondiale, de quatre autres skarns du district de Salmo, dans le sud-est de la Colombie-Britannique (tableau 19-4).

Dans la Cordillère septentrionale, les skarns et gisements de substitution de Zn-Pb-Ag (Cu-W-Sn-Au) sont

contenus dans les mêmes roches sédimentaires miogéoclinales que les gîtes riches en W dont il a été question plus haut. Ces gisements se répartissent sur des zones adjacentes au Batholite de Mount Billings (sud-est du Yukon), au stock de Coal River (sud-ouest des T.N.-O.) et aux batholites de Cassiar et de Seagull, dans le terrane de Cassiar (fig. 19-16, en pochette). Dans la Cordillère septentrionale, les skarns et gisements de substitution riches en Zn se composent typiquement d'une association de minéraux riches en Fe et Mn à contrôle structural, qui s'est formée à une profondeur relativement faible dans une roche hôte carbonatée du Cambrien-Dévonien, en position distale par rapport à un petit stock felsique à dioritique qui n'affleure peut-être pas. Un seul des skarns riches en Zn de la Cordillère septentrionale a donné lieu à une production, soit le gisement de Mount Hundere, et des volumes importants ont été extraits de plusieurs gisements dans le craton et le terrane de Cassiar (tableau 19-4-3).

Dans le sud-est de la Cordillère canadienne, plusieurs gisements de substitution ont produit d'importantes quantités de Ag, de Pb et de Zn, notamment les mines des camps miniers de Riondell et de Slocan, ainsi que le gisement de Mineral King (tableau 19-4-3A). Les camps de Riondell (Bluebell, Ainsworth) et de Slocan (Sandon) sont adjacents au Batholite de Nelson, mais sont contenus dans des strates carbonatées des terranes de Kootenay et de Quesnel. Le gisement de Mineral King se trouve dans une dolomie de la Formation de Mount Nelson, dans la partie supérieure de l'Assemblage de Purcell; aucune intrusion associée n'est exposée. Ces gisements sont plus déformés et métamorphisés que les gisements tardi-orogéniques et post-orogéniques de la Cordillère septentrionale.

Les skarns cuprifères, qui ont été et sont encore d'importants producteurs de Cu, Au, Ag et Fe de la Cordillère, comprennent notamment les gisements de Whitehorse Copper et de Craigmont de même que certaines parties des gisements de cuivre porphyriques d'Ingerbelle et de Galore Creek dans le Domaine intermontagneux, le gisement de Greenwood dans le Domaine d'Omenica, et le gisement de Coast Copper dans le Domaine insulaire (fig. 19-16 et tableau 19-4-1). Contrairement aux skarns riches en W et Zn des strates miogéoclinales de l'Amérique du Nord, les skarns cuprifères sont présents dans des calcaires, des dolomies et des volcanites intermédiaires du Trias supérieur qui présentent des affinités avec un arc insulaire, dans les superterranes intermontagneux et insulaire. Les intrusions associées, dont la composition varie de mafique à felsique et d'alcaline à calco-alcaline, appartiennent à des suites plutoniques de type I du Jurassique-Crétacé, dont la formation est liée à la subduction et qui souvent renferment des gisements porphyriques majeurs de Cu et de Cu-Mo. Les skarns à Cu sont, de façon générale, de grande étendue et relativement riches en Au et Ag; c'est particulièrement vrai des gisements associés à des systèmes de cuivre porphyriques, comme celui d'Ingerbelle-Copper Mountain. Les sulfures de Cu, Mo et Fe sont concentrés plus près du contact intrusif que ne le sont les skarns à Zn-Pb-Ag, mais ils se trouvent à un niveau stratigraphique plus élevé que celui des skarns riches en W, dans un réseau de fractures, de stockwerks et de brèches à contrôle structural.

Les skarns ferrifères de la Cordillère canadienne font partie d'une zone discontinue qui s'étend du nord de la Californie jusqu'au sud-est de l'Alaska en passant par l'ouest de la Colombie-Britannique (fig. 19-16). Parmi les anciens gros producteurs, on compte les gisements de Tasu et de Jedway des îles de la Reine-Charlotte, ceux de Kennedy Lake, d'Argonaut, de Coast Copper, de Merry Widow, de Nimpkish et de Zeballos de l'île de Vancouver, et plusieurs gisements de l'île Texada. Les gisements contiennent jusqu'à 30 millions de tonnes de minerai renfermant de 40 à 50 % de Fe sous forme de magnétite, d'hématite et de martite (tableau 19-4-4). Tous les skarns minéralisés en Fe de la Cordillère canadienne sont contenus dans des unités de calcaire et de roches volcaniques du Trias supérieur, dans la partie supérieure de l'Assemblage de Karmutsen, de composition tholéiitique, dans la Wrangellie. Les intrusions associées consistent en des granitoïdes jurassiques de type I qui, comparativement aux plutons associés aux skarns à W, Zn et Cu, présentent une composition très variable (s'échelonnant de la syénite au gabbro) et une forte concentration en Fe et en Mg.

Dans la Cordillère canadienne, l'importance économique des skarns aurifères (Ettlinger et Ray, 1988) est démontrée par la remise en valeur du district de Hedley en 1987, au moyen d'une mine à ciel ouvert, par la mise en production du gisement de Tillicum Mountain et par le lancement d'une campagne d'exploration centrée sur plusieurs prospects de type skarn aurifère, dont quelques-uns sont situés dans les îles Texada et Banks. Dans des skarns aurifères importants, comme ceux du district de Hedley, seul l'or est considéré comme un métal récupérable; d'autres skarns génétiquement apparentés, dans le même district, renferment des zones à W, Cu, Fe, Zn et Pb et pourraient être considérés comme des sous-types des skarns aurifères. Plusieurs skarns aurifères d'importance, notamment ceux du district de Hedley, le gisement de Tillicum Mountain et peut-être aussi le gisement de QR, sont contenus dans des assemblages volcano-sédimentaires du Mésozoïque inférieur de la Quesnellie et associés à des plutons comagmatiques de granitoïde alcalin de composition mafique à intermédiaire. Dans l'île Texada, les skarns à Au-Ag-Cu-Fe ayant déjà été exploités (tableau 19-4-5) sont apparentés aux skarns à Fe et à Cu-Fe adjacents. Dans l'île Banks, les prospects de Au (Zn-Cu-Pb) de Tel et de Bob, et d'autres minéralisations analogues, se présentent sous forme de skarns, de gisements de substitution et de gisements filoniens logés dans des écrans et des pendentifs de roches métasédimentaires; encaissés dans des plutons granitoïdes du Jurassique tardif du Complexe plutonique côtier, ils pourraient faire partie du terrane d'Alexander.

Gisements exhalatifs sédimentaires

D'importants gisements exhalatifs sédimentaires (sedex) de Zn-Pb, stratiformes, sont présents dans les faciès clastiques de trois assemblages du miogéoclinal nord-américain : la mine Sullivan dans le Supergroupe de Purcell, les gisements des districts de Howards Pass et d'Anvil dans les strates de marge passive (océaniques) du Cambrien-Dévonien moyen du bassin de Selwyn, et les gisements des districts de Macmillan Pass et de Gataga contenus dans le prisme de roches clastiques du Dévonien moyen-Mississippien. Les caractéristiques géologiques des gisements exhalatifs sédimentaires ont été décrites dans leurs grandes lignes par Large (1983), Gustafson et Williams (1981) ainsi que par Morganti (1981). Les gisements sont composés, du moins en partie, de sulfures stratifiés qui indiquent un dépôt antérieur à la lithification.

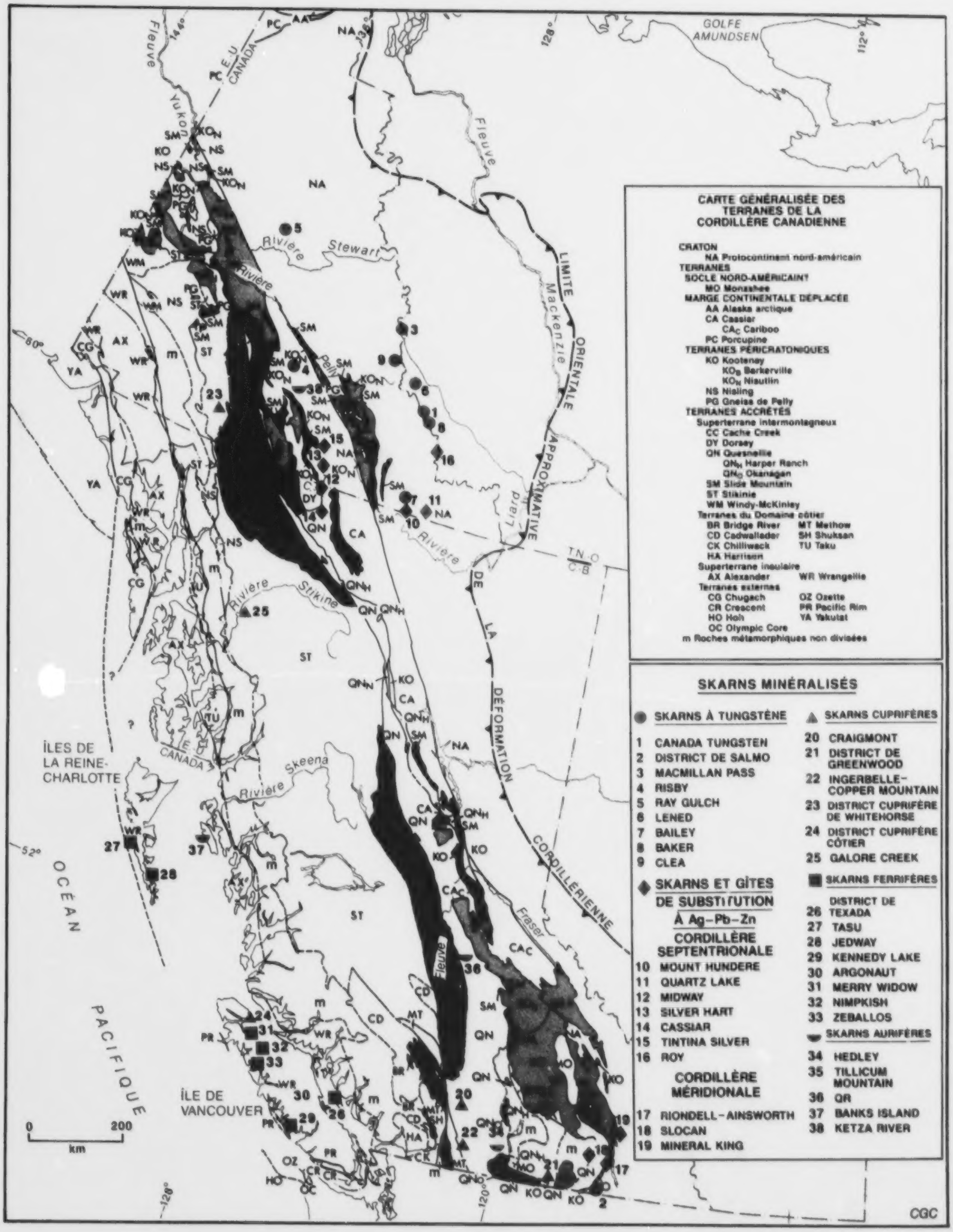


Figure 19-16. Skarns minéralisés de la Cordillère canadienne.

et la minéralisation n'a pu être associée de façon certaine à des roches volcaniques ou plutoniques. En comparaison, les gisements stratoïdes encaissés dans des roches carbonatées et clastiques de plate-forme, p. ex. les gisements de Zn-Pb de type «Mississippi Valley» et les gisements de Cu dans les couches rouges, ont parfois une ressemblance superficielle avec les gisements exhalatifs sédimentaires, mais ils montrent communément, à l'échelle locale, une morphologie discordante non stratifiée. Les gisements exhalatifs sédimentaires sont encaissés dans certains lithofaciès spécifiques d'un bassin ou d'un sous-bassin sédimentaire, généralement en position adjacente ou susjacente par rapport à des failles synsédimentaires majeures.

Les gisements de Sullivan et de Macmillan Pass-Gataga, bien que d'âge différent, ont plusieurs traits en commun. Leur milieu de dépôt est un bassin de flysch contenant une épaisse succession de siltstone, de conglomérat, de grauwacke et de mudstone turbiditiques (Morganti, 1981). Les sulfures sont contenus dans des sous-bassins associés à des grabens synsédimentaires. Les turbidites hôtes montrent des variations rapides de faciès et d'épaisseur (Smith, communication personnelle, 1978; Høy, 1982b). Une zone nourricière altérée et minéralisée est présente au-dessous ou au voisinage immédiat du centre du gisement (Hamilton et al., 1983; McClay et Bidwell, 1986). Les gisements du Dévono-Mississippien, qui abondent en barytine, passent latéralement à un faciès pauvre en sulfures et riche en barytine, puis à des séquences de barytine laminée. Collectivement, ces faciès à sulfures et à barytine constituent un métallotecte utilisable à l'échelle régionale (Dawson, 1983). Le gisement protérozoïque de Sullivan, en revanche, ne contient que des quantités mineures de barytine.

Les gisements exhalatifs sédimentaires encaissés dans des turbidites présentent un lien génétique évident avec leur milieu tectono-stratigraphique. La zonation minéralogique et la composition des isotopes stables du minerai et de sa gangue par rapport à la zone nourricière appuient l'hypothèse d'un dépôt par oxydation progressive d'une saumure exhalée de basse température et réduite (Anger et al., 1966; Lydon et al., 1979; Nesbitt et al., 1986). Le soufre peut dériver soit des fluides hydrothermaux, soit de l'eau de mer réduite riche en soufre se trouvant dans des sous-bassins à circulation restreinte (Goodfellow et Jonasson, 1984), ou encore de ces deux sources à la fois. Les sédiments sous-jacents sont la source la plus probable des métaux, comme semble l'indiquer la concordance entre la composition isotopique du Pb dans la galène de tous les gisements exhalatifs sédimentaires du Protérozoïque-Dévonien et la courbe représentant l'évolution isotopique du Pb dans la croûte supérieure du miogéoclinal nord-américain (Godwin et al., 1982). La relation spatiale entre les failles et les gisements exhalatifs sédimentaires contenus dans des turbidites a été mise en évidence par Abbott (1983) dans le district de Macmillan Pass, par MacIntyre (1982) dans le district de Gataga et par Høy (1982a) dans le district de Sullivan.

Les gisements exhalatifs sédimentaires du type de ceux du bassin de Selwyn (Carne et Cathro, 1982), représentés par les gisements du district de Howards Pass, se trouvent dans des sous-bassins à contrôle tectonique, au large des principales plate-formes carbonatées et plates-formes cratoniques, où prédominent des roches clastiques cherteuses à grain fin, carbonées ou calcareuses. À la différence des gisements encaissés dans des turbidites, les gisements de sulfures finement laminés présentent une faible teneur en Ba, Ag, Cu et Fe et se caractérisent par la simplicité de leur minéralogie des sulfures (Morganti, 1981). Les gisements exhalatifs sédimentaires du district de Howards Pass se sont déposés en synchronisme avec les mudstones et les cherts carbonés et calcareux du Silurien inférieur. La sédimentation est légèrement postérieure aux deux épisodes de distension survenus au Paléozoïque précoce dans l'est du bassin de Selwyn, et a été accompagnée d'un important volcanisme basaltique alcalin. Des saumures riches en Pb et en Zn ont probablement circulé le long des failles marginales pour aboutir dans des sous-bassins à circulation restreinte de l'eau de mer, produisant ainsi des eaux de fond anoxiques et sulfurées (Goodfellow et Jonasson, 1986). De vastes zones minéralisées en Zn Pb, finement laminées et carbonées, se sont formées subséquemment.

Les gisements de Zn-Pb-Ag (Cu-Ba) du district d'Anvil sont volcanogènes, tantôt distaux, tantôt proximaux par rapport à une cheminée exhalative. Dans la section minéralisée, des roches volcaniques s'observent à plusieurs niveaux, et les lithofaciès des minéralisations graphitiques s'épaississent de façon marquée tout du long d'une série de centres volcaniques alignés en bordure du bassin (Jennings et Jilson, 1986).

CONCLUSIONS

L'analyse métallogénique des terranes cratoniques, péricratoniques et accrétés de la Cordillère canadienne met en évidence une relation systématique entre les caractéristiques lithotectoniques des terranes hôtes d'une part, et le type et la composition des suites de gisements qu'ils renferment d'autre part. Par exemple, les terranes cratoniques et péricratoniques des domaines de l'avant-pays et d'Omineca renferment typiquement des gisements stratiformes de Zn-Pb, de Cu, de Fe et de Ba ainsi que des skarns à W, à Zn-Pb-Ag et à Sn. Quant aux lithologies d'arc volcanique du superterrane intermontagneux, elles sont généralement associées à des gisements porphyriques de Cu-Mo, de Mo et de Cu-Au-Ag, et à des skarns à Cu-Fe et à Cu-Au. Tandis que les gisements cratoniques associés aux saumures exhalatives et aux granitoïdes anatectiques de type S ont probablement pour origine des séquences clastiques dérivées du craton, les gisements porphyriques et les skarns du superterrane intermontagneux sont plutôt associés à des lithologies du socle représentatives de milieux océanique et d'arc insulaire et à des granitoïdes de type I liés à la subduction. Le caractère lithophile distinctif des éléments qui composent typiquement les minéralisations cratoniques, qui peuvent contenir les éléments lithophiles caractéristiques W, Ba, U, Th, Nb, Ta, B et Be, est probablement attribuable à leur origine, soit un protolite silicaté de la partie supérieure de la croûte. En comparaison, le caractère essentiellement chalcophile des minéralisations typiques des gisements du Domaine intermontagneux, qui peuvent contenir l'un ou l'autre des éléments chalcophiles Cu, Hg, Ag, Au, Mo, Fe, As et Sb, donne des minerais sulfurés qui sont génétiquement apparentés à des roches ignées profondes de la croûte inférieure ou d'origine océanique. La métallogénie est donc un moyen efficace de différencier les terranes cratoniques de la Cordillère et leurs équivalents déplacés des terranes accrétés de milieu océanique ou d'arc insulaire.

Les connaissances actuelles sur la chronologie des événements tectoniques, plutoniques et métallogéniques, bien qu'imparfaites, permet de situer les gisements dans le temps par rapport à l'accrétion du terrane hôte ou du terrane adjacent. Dans les terranes d'affinité cratonique, plusieurs épisodes de minéralisation pré-accrétionnaires pourraient avoir été déclenchés, du moins en partie, par des mouvements de distension (rifting) survenus au Protérozoïque tardif et au Paléozoïque précoce. Les déplacements de terranes ayant eu lieu postérieurement au rifting sont mal compris. Par ailleurs, les déplacements latéraux le long des failles de coulissage sont assez bien documentés, du moins localement. Les gisements pré-accrétionnaires sont essentiellement stratiformes et contenus dans des strates sédimentaires et volcaniques. Une suite de gisements porphyriques majeurs s'est formée sous l'action d'un plutonisme synvolcanique précoce dans des terranes d'arc volcanique du superterrane intermontagneux, peu de temps avant ou durant la constitution du superterrane et avant son accrétion ultérieure au continent.

Il y a peu de gisements dont on peut dire sans ambiguïté qu'ils sont contemporains de l'accrétion, en partie à cause de la rareté intrinsèque du phénomène de la minéralisation métamorphogène, mais surtout parce qu'il est difficile d'attribuer sans équivoque la formation d'une suite plutonique et d'une minéralisation associée à un épisode d'accrétion particulier. Un plutonisme granitoïde et une minéralisation associée ont eu lieu au cours de la réunion de la Quesnellie, de la Stikinie et du terrane de Cache Creek pour former le superterrane intermontagneux avant l'accrétion de celui-ci au protocontinent nord-américain.

Cela dit, la plupart des gisements porphyriques, des skarns et des gisements filoniens associés à des granitoïdes sont considérés comme post-accrétionnaires. Les événements magmatiques post-orogéniques, fréquents au cours du Jurassique moyen, du Crétacé moyen et tardif et du Tertiaire précoce, coïncident avec d'importantes époques métallogéniques postérieures à l'accrétion, qui ont vu se former, entre autres, les skarns à W et à Zn-Pb du Domaine d'Omineca, la plupart des gisements porphyriques de Cu-Mo du Domaine intermontagneux, et des filons de métaux précieux à la grandeur de la Cordillère canadienne.

La Cordillère canadienne est bien pourvue en gisements porphyriques, stratiformes, skarns et filoniens de toutes sortes, en plus de contenir des sulfures massifs volcanogènes, des gisements magmatiques et plusieurs autres types de gisements moins communs. La comparaison des gisements de la Cordillère canadienne avec des modèles globaux bien établis contribue à approfondir les connaissances sur la genèse des gisements et à préciser les liens entre la métallogénie régionale et les processus d'accrétion de terranes qui constituent le cadre tectonique des discussions présentées tout au long du présent volume. Qui plus est, ces modèles mettent un outil de prévision très puissant à la disposition des sociétés d'exploration.

RÉFÉRENCES

Abbott, G.
1981: A new geological map of Mt. Hundere and the area north; in Yukon Geology and Exploration 1979-80, Indian and Northern Affairs Canada, p. 45-50.
1983: Geology, Macmillan Fold Belt, 105O/SW and parts of 105P/SW; Indian and Northern Affairs Canada, Open File 1983.
1985: Silver-bearing veins and replacement deposits of the Rancheria district; in Yukon Exploration and Geology 1983, Indian and Northern Affairs Canada, p. 34-44.
1986: Devonian extension and wrench tectonics near Macmillan Pass, Yukon Territory, Canada; in The Genesis of Stratiform Hosted Lead and Zinc Deposits, R.J.W. Turner and M.T. Einaudi (ed.), Conference Proceedings, Stanford University Press, p. 85-89.
1987: Field Activities, 1986; in 1986 Yukon Mining and Exploration Overview, Mineral Resources Directorate, Northern Affairs Program, Yukon Department of Indian Affairs and Northern Development, p. 32-33.

Aggarwal, P.K. and Nesbitt, B.E.
1984: Geology and geochemistry of the Chu Chua massive sulphide deposit, British Columbia; Economic Geology, v. 79, p. 815-825.

Aho, A.E.
1956: Geology and genesis of ultrabasic nickel-copper-pyrrhotite deposits at the Pacific Nickel Property, southwestern British Columbia; Economic Geology, v. 51, p. 444-481.

Aitken, J.D.
1981: Stratigraphy and sedimentology of the Upper Proterozoic Little Dal Group, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 47-71.

Aitken, J.D., Long, D.G.F., and Semikhatov, M.A.
1978a: Progress in Helikian stratigraphy, Mackenzie Mountains; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 481-484.
1978b: Correlation of Helikian strata, Mackenzie Mountains-Brock Inlier-Victoria Island; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 485-486.

Aitken, J.D., Macqueen, R.W., and Foscolos, A.E.
1973: A Proterozoic sedimentary succession with traces of copper mineralization, Cap Mountain, southern Franklin Mountains, District of Mackenzie (95 O); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 73-1A, p. 243-246.

Alabaster, T., Pearce, J.A., and Malpas, J.
1982: The volcanic stratigraphy and petrogenesis of the Oman ophiolite complex; Contributions to Mineralogy and Petrology, v. 81, p. 168-183.

Aleinikoff, J.N., Dusel-Bacon, C., and Foster, H.L.
1986: Geochronology of augen gneiss and related rocks, Yukon-Tanana Terrane, east-central Alaska; Geological Society of America Bulletin, v. 97, p. 626-637.

Alldrick, D.J.
1985: Stratigraphy and petrology of the Stewart mining camp (104B/1); in Geological Fieldwork 1984, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1985-1, p. 316-341.
1986: Stratigraphy and structure in the Anyox area (103P/5); in Geological Fieldwork, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 211-216.

Alldrick, D.J., Brown, D.A., Harakal, J.E., Mortensen, J.K., and Armstrong, R.L.
1987: Geochronology of the Stewart Mining Camp (104B/1); in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 81-92.

Allen, D.G., Panteleyev, A., and Armstrong, A.T.
1976: Galore Creek; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown, (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 402-414.

Anderson, R.G.
1983: Geology of the Hotailuh batholith and surrounding volcanic and sedimentary rocks, north-central British Columbia; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, 669 p.
1988: An overview of some Mesozoic and Tertiary plutonic suites and their associated mineralization in the northern Canadian Cordillera; in Recent Advances in the Geology of Granite-Related Mineral Deposits, R.P. Taylor and D.F. Strong (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 39, p. 96-113.

Andrew, A.
1982: A lead isotope study of selected precious metal deposits in British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 80 p.

Andrew, A., Godwin, C.I., and Sinclair, A.J.
1983: Age and genesis of Cariboo gold mineralization determined by isotope methods (93H); in Geological Fieldwork 1982, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1983-1, p. 305-313.

1984: Mixing line isochrons: a new interpretation of galena lead isotope data from southeastern British Columbia; Economic Geology, v. 79, p. 919-932.

Andrew, K.P.E., Godwin, C.I., and Cann, R.M.
1986: Wolf epithermal precious metal vein prospect, central British Columbia; in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 317-320.

Anger, G., Nielsen H., Puchelt, H., and Ricke, W.
1966: Sulfur isotopes in the Rammelsberg ore deposit (Germany); Economic Geology, v. 61, p. 511-536.

Archer, A.R. and Schmidt, U.
1978: Mineralized breccias of Early Proterozoic age, Bonnet Plume River district, Yukon Territory; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 71, no. 796, p. 53-58.

Archer, A., Bell, R.T., and Thorpe, R.I.
1986: Age relationships from U-Th-Pb isotope studies of uranium mineralization in Wernecke breccias, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 385-391.

Armstrong, A.K. and MacKevett, E.M.
1977: The Triassic Chitistone Limestone, Wrangell Mountains, Alaska; United States Geological Survey, Open File Report 77-217, 72 p.

Armstrong, J.E.
1949: Fort St. James map-area, Cassiar and Coast districts, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 252, 210 p.

Armstrong, R.L.
1988: Mesozoic and early Cenozoic magmatic evolution of the Canadian Cordillera; in Processes in Continental Lithospheric Deformation, S.P. Clark, Jr. (ed.), Geological Association of America, Special Paper 218, p. 55-91.

Armstrong, R.L., Eisbacher, G.H., and Evans, P.D.
1982: Age and stratigraphic-tectonic significance of Proterozoic diabase sheets, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 316-323.

Atkinson, D. and Baker, D.J.
1986: Recent developments in the geologic understanding of Mactung; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 234-244.

Bacon, W.R.
1953: Ecstall River; in British Columbia Department of Mines, Annual Report 1952, p. 79-81.

Bailes, R.J., Smee, B.W., Blackadar, D.W., and Gardner, W.D.
1986: Geology of the Jason lead-zinc-silver deposits, Macmillan Pass, eastern Yukon; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 87-99.

Bailey, D.G.
1978: The geology of the Morehead Lake area, south-central British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, 198 p.

Ball, C.W.
1954: The Emerald, Feeney and Dodger tungsten ore-bodies, Salmo, British Columbia, Canada; Economic Geology, v. 49, p. 625-638.

Ball, C.W. and Boggaram, G.
1985: Geological investigation of the Eaglet fluorspar deposits; Mining Magazine, v. 152, p. 506-509.

Ballantyne, S.B. and Littlejohn, A.L.
1982: Uranium mineralization and lithogeochemistry of the Surprise Lake batholith, Atlin, British Columbia; in Uranium in Granites, Y.T. Maurice (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-23, p. 145-155.

Barr, D.A.
1980: Gold in the Canadian Cordillera; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 73, no. 818, p. 59-76.

Barr, D.A., Fox, P.E., Northcote, K.E., and Preto, V.A.
1976: The alkaline suite porphyry deposits: a summary; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 359-367.

Beane, R.E. and Titley, S.R.
1981: Porphyry copper deposits, Part II. Hydrothermal alteration and mineralization; in Economic Geology Seventy-Fifth Anniversary Volume, B.J. Skinner (ed.), Economic Geology Publishing Company, p. 235-269.

Bell, R.T.
1968: Proterozoic stratigraphy of northeastern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 67-68, 75 p.
1978: Breccias and uranium mineralization in the Wernecke Mountains, Yukon Territory - a progress report; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 317-322.
1982: Comments on the geology and uraniferous mineral occurrences of the Wernecke Mountains, Yukon and District of Mackenzie; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 279-284.
1985: Overview of uranium in volcanic rocks of the Canadian Cordillera; in Uranium Deposits in Volcanic Rocks, Proceedings of International Atomic Energy Agency Technical Committee Meeting, El Paso, Texas, April, 1984, p. 319-335.
1989: A conceptual model for development of megabreccias and associated mineral deposits in Wernecke Mountains, Canada, Copperbelt, Zaire, and Flinders Range, Australia, in Uranium Resources and Geology of North America, Proceedings of IAEA workshop, Saskatoon, Sask., Canada, Aug, 1987 International Atomic Energy Agency, Vienna, IAEA TEC-DOC-500, p. 149-169.

Benedict, P.C.
1945: Structure at Island Mountain Mine, Wells, B.C.; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, v. 48, p. 755-770.

Berg, H.C.
1981: Upper Triassic volcanogenic massive-sulfide metallogenic province identified in southeastern Alaska; in The United States Geological Survey in Alaska: Accomplishments During 1979, N.R.D. Albert and T. Hudson (ed.), United States Geological Survey, Circular 823-B, p. B104-B108.

Berger, B.R.
1982: The geological attributes of Au-Ag-base metal epithermal deposits; in Characteristics of Mineral Deposit Occurrences, R.L. Erickson (compiler), United States Geological Survey, Open File Report 82-0795, p. 119-126.
1985: Geologic-geochemical features of hot-spring precious-metal deposits; in Geologic Characteristics of Sediment- and Volcanic-Hosted Disseminated Gold Deposits; Search For An Occurrence Model, E.W. Tooker (ed.), United States Geological Survey, Bulletin 1646, p. 47-53.

Bilibin, Y.A.
1955: Metallogenic provinces and metallogenic epochs; 1967 translation by E.A. Alexandrov, Geological Bulletin, Department of Geology, Queen's College Press, Flushing, New York, 35 p.

Bloodgood, M.A.
1987: Geology of the Triassic black phyllite in the Eureka Peak area, central British Columbia (93A/7); in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 135-142.

Blusson, S.L.
1968: Geology and tungsten deposits near the headwaters of Flat River, Yukon Territory and southwestern District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Paper 67-22, 77 p.

Böhlke, J.K. and Kistler, R.W.
1986: Rb-Sr, K-Ar, and stable isotope evidence for the ages and sources of fluid components of gold-bearing quartz veins in the Northern Sierra Nevada Foothills Metamorphic Belt; Economic Geology, v. 81, p. 296-322.

Bonham, H.F., Jr.
1985: Characteristics of bulk-minable gold-silver deposits in Cordilleran and island-arc settings; in Geologic Characteristics of Sediment- and Volcanic-Hosted Disseminated Gold Deposits; Search For An Occurrence Model, E.W. Tooker (ed.), United States Geological Survey, Bulletin 1646, p. 71-77.

Bradford, J.A. and Godwin, C.I.
1988: Midway silver-lead-zinc manto deposit, northern British Columbia; in Geological Fieldwork, 1987, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 353-360.

Bridge, D.A., Marr, J.M., Hashimoto, K., Obara, M., Suzuki, R.
1986: Geology of the Kutcho Creek volcanogenic massive sulphide deposits, northern British Columbia; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 115-128.

Bright, M.J. and Jonson, D.C.
1976: Glacier Gulch (Yorke-Hardy); in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 455-461.

Britton, J.M. and Alldrick, D.J.
1988: Sulphurets map area (104A/05W,12W; 104B/08E,09E); in Geological Fieldwork 1987, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 199-209.

Britton, J.M. Webster, I.C.L. and Alldrick, D.J.
1989: Unuk map area (104 B/7E, 8W, 9W, 10E) in Geological Fieldwork 1988, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1989-1, p. 241-250.

Brock, J.S.
1975: Mining: Yukon's first industry; Western Miner, v. 48, no. 2, p. 63-66.
1976: Recent developments in the Selwyn-Mackenzie zinc-lead province, Yukon and Northwest Territories; Western Miner, v. 49, no. 3, p. 9-16.

Brown, A.C.
1978: Stratiform copper deposits-evidence for their post-sedimentary origin; Minerals Science and Engineering, v. 10, p. 172-181.

Brown, A.C. and Chartrand, F.M.
1983: Stratiform copper deposits and interactions with co-existing atmospheres, hydrospheres, biospheres and lithospheres; Precambrian Research, v. 20, p. 533-542.

Brown, D.A. and Logan, J.M.
1988: Geology and mineral evaluation of Kokanee Glacier Provincial Park, southeastern British Columbia (82F/06); in Geological Fieldwork 1987, Mineral Resources Division, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 31-48.

Bundtzen, T.K., Eakins, G.R., Clough, J.G., Lueck, L.L., Green, C.B., Robinson, M.S., and Coleman, D.A.
1984: Alaska's mineral industry 1983; Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Special Report 33, 56 p.

Bundtzen, T.K., Green, C.B., Peterson, R.J. and Seward, A.F.
1988: Alaska's mineral industry, 1987, Alaska Division of Geological and Geophysical Surveys, Special Report 41, 69 p.

Burgoyne, A.A.
1986: Geology and exploration, McDame asbestos deposit, Cassiar, B.C.; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 79, no. 889, p. 31-37.

Cairnes, C.E.
1934: Slocan Mining Camp, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 173, 137 p.
1937: Geology and mineral deposits of Bridge River mining camp, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 213, 140 p.

Campbell, F.A.
1959: The geology of Torbrit silver mine; Economic Geology, v. 54, p. 1461-1495.
1960: Nickel deposits in the Quill Creek and White River areas, Yukon; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 53, p. 953-959.

Campbell, S.W.
1976: Nickel-copper sulphide deposits in the Kluane Ranges, Yukon Territory; Department of Indian and Northern Affairs, Open File Report EGS 1976-10, 17 p.
1981: Geology and genesis of copper deposits and associated host rocks in and near the Quill Creek area, southwestern Yukon; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 215 p.

Cargill, D.G., Lamb, J., Young, M.J., and Rugg, E.S.
1976: Island Copper; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 206-218.

Carne, R.C.
1979: Upper Devonian stratiform barite-lead-zinc-silver mineralization at Tom claims, Macmillan Pass, Yukon Territory; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 149 p.

Carne, R.C. and Cathro, R.J.
1982: Sedimentary exhalative (sedex) zinc-lead-silver deposits, northern Canadian Cordillera; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 75, no. 840, p. 66-78.

Carr, J.M.
1971: Geology of Churchill Copper Deposit; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Transactions, v. 74, p. 152-156.

Carr, J.M. and Reed, A.J.
1976: Afton: a supergene copper deposit; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 376-387.

Carrière, J.J., Sinclair, W.D., and Kirkham, R.V.
1981: Copper deposits and occurrences in Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 81-12, 62 p.

Carson, D.J.T. and Jambor, J.L.
1974: Mineralogy, zonal relationships and economic significance of hydrothermal alteration at porphyry copper deposits, Babine Lake area, British Columbia; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 67, p. 110-133.

Carswell, H.T.
1957: The geology and ore deposits of the Summit camp, Boundary district, British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 80 p.

Carter, N.C.
1970: Len; in Geology, Exploration and Mining in British Columbia 1970, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 104-107.
1982: Porphyry copper and molybdenum deposits in west-central British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 64, 150 p.

Champigny, N. and Sinclair, A.J.
1982: The Cinola gold deposit, Queen Charlotte Islands, British Columbia; in Geology of Canadian Gold Deposits, R.W. Hodder and W. Petruk (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 24, p. 243-254.

Chappell, B.W. and White, A.J.R.
1974: Two contrasting granite types; Pacific Geology, v. 8, p. 173-174.

Chartrand, F.
1981: Evolution diagenetique des depots stratiformes de cuivre du Lac Coates, ceinture cuprifere de Redstone, Territories du N.O., Canada; M.Sc. thesis, Université de Montreal, Quebec, 137 p.

Christie, A.B.
1989: Cinola gold deposit, Queen Charlotte Islands (103F/9E); in Geological Fieldwork 1988, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1989-1, p. 423-428.

Christopher, P.A.
1975: Carmi-Beaverdell area (82E/6,11); in Geological Fieldwork 1975, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 27-31.

Christopher, P.A. and Carter, N.C.
1976: Metallogeny and metallogenic epochs for porphyry mineral deposits in the Canadian Cordillera; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 64-71.

Christopher, P.A. and Pinsent, R.H.
1982: Geology of the Ruby Creek and Boulder Creek area near Atlin (104N/11W), notes to accompany Preliminary Map 52; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, 10 p.

Christopher, P.A., White, W.H., and Harakal, J.E.
1972: Age of molybdenum and tungsten mineralization in northern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 9, p. 1727-1734.

Church, B.N.
1971: Geology of the Owen Lake, Parrott Lakes, and Goosly Lake area; in Geology, Exploration and Mining in British Columbia 1970, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 119-125.
1986: Geological setting and mineralization in the Mount Attwood-Phoenix area of the Greenwood mining camp; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-2, 65 p.

Church, B.N. and Diakow, L.
1982: Geology and lithogeochemistry of the Capoose silver prospect (93F/3,6); in Geological Fieldwork 1981, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1982-1, p. 109-112.

Church, B.N., Pearson, D.E., and Preto, V.A.
1977: Volcanic suites of southwestern British Columbia; Geological Association of Canada/Society of Economic Geologists, Joint Annual Meeting, 1977, Field Trip No. 6: Guidebook, 24 p.

Clark, K.F.
1972: Stockwork molybdenum deposits in the Western Cordillera of North America; Economic Geology, v. 67, p. 731-758.

Clarke, W.E.
1969: Giant Mascot Mines Limited: geology and ore controls; Western Miner, v. 42, no. 6, p. 40-46.

Coates, J.A.
1964: The Redstone bedded copper deposit and a discussion on the origin of red bed copper deposits; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 77 p.

Cockfield, W.E.
1936: Lode gold deposits of Ymir-Nelson area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 191, 78 p.

Collins, J.A. and Smith, L.
1977: Genesis of cupriferous quartz arenite cycles in the Grinnell Formation (Spokane equivalent), Middle Proterozoic (Helikian) Belt-Purcell Supergroup, eastern Rocky Mountains, Canada; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 25, p. 713-735.

Constantinou, G. and Govett, G.J.S.
1973: Geology, geochemistry and genesis of Cyprus sulfide deposits; Economic Geology, v. 68, p. 843-858.
Cyr, J.B., Pease, R.B., and Schroeter, T.G.
1984: Geology and mineralization at Equity silver mine; Economic Geology, v. 79, p. 947-968.
Dalgarno, C.R. and Johnson, J.E.
1968: Diapiric structures and Late Precambrian-Early Cambrian sedimentation in Flinders Ranges, South Australia; in Diapirism and Diapirs, a Symposium, J. Braunstein and G.D. O'Brian (ed.), American Association of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 301-314.
Davis, E.E., Goodfellow, W.D., Bornhold, B.D., Adshead, J., Blaise, B., Villinger, H., and LeCheminant, G.M.
1987: Massive sulfides in a sedimented rift valley, northern Juan de Fuca Ridge; Earth and Planetary Science Letters, v. 82, p. 49-61.
Dawson, K.M.
1975: Carbonate-hosted zinc-lead deposits of the northern Canadian Cordillera; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 239-241.
1983: A review of barite in the northern Canadian Cordillera; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Symposium, Mineral Deposits of Northern Cordillera, Whitehorse, Program and Abstracts, p. 18.
1984: (Compiler) Mineral deposits and principal mineral occurrences of the Canadian Cordillera and adjacent parts of the United States of America; Geological Survey of Canada, Map 1513A.
1985: Review of metallogenic studies in Cassiar, Alexander and oceanic terranes; Cordilleran Geology and Exploration Roundup, Vancouver, Program and Abstracts.
1987: Silver-rich base metal skarn and replacement deposits of the northern Canadian Cordillera and Mexico; Northwest Mining Association 93rd Annual Convention, Spokane, Washington, Program and Abstracts, p. 28.
Dawson, K.M. and Dick, L.A.
1978: Regional metallogeny in the northern Cordillera: tungsten and base metal-bearing skarns in southeastern Yukon and southwestern Mackenzie; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 289-292.
Dawson, K.M. and Kimura, E.T.
1972: Endako; in Copper and Molybdenum Deposits of the Western Cordillera, International Geological Congress, Montreal, 24th Session Guidebook for Field Excursion A09-C09, p. 36-47.
Dawson, K.M. and Orchard, M.J.
1982: Regional metallogeny of the northern Cordillera: biostratigraphy, correlation and metallogenic significance of bedded barite occurrences in eastern Yukon and western District of Mackenzie; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 31-38.
Dawson, K.M., Friday, S.J., and McLaren, M.
1983: Mineralogical and chemical zonation in the Silence Lake tungsten skarn, Clearwater, British Columbia; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada/Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Victoria, Program and Abstracts, p. A16.
Debicki, R.L.
1984: Bedrock geology and mineralization of the Klondike area (west), 115O/14,15 and 116B/2,3; Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada, Open File.
1985: Bedrock geology and mineralization of the Klondike area (east), 115O/9,10,11,14,15,16 and 116B/2; Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada, Open File.
Delaney, G.D.
1978: A progress report on stratigraphic investigations of the lowermost succession of Proterozoic rocks, northern Wernecke Mountains, Yukon Territory; Department of Indian and Northern Affairs, Open File EGS 1978-10.
1981: The mid-Proterozoic Wernecke Supergroup, Wernecke Mountains, Yukon Territory; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 1-23.
de Rosen-Spence, A. and Sinclair, A.J.
1988: Lower Jurassic volcanism of the Stikine Super-terrane; in Geological Fieldwork 1987, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 211-216.
Devlin, B.D. and Godwin, C.I.
1986: Geology of the Dolly Varden camp, Alice Arm area (103P/11,12); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 327-330.
Dewey, J.F. and Burke, K.
1973: Plume generated triple junctions; Eos (Transactions, American Geophysical Union), v. 54, p. 239.
Diakow, L.J. and Panteleyev, A.
1981: Cassiar gold deposits, McDame map-area (104P/4,5); in Geological Fieldwork 1980, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1981-1, p. 55-62.
Dick, L.A. and Hodgson, C.J.
1983: Contrasting environments of formation of W- and Sn-bearing skarns in the NE Canadian Cordillera; Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada/Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Victoria, B.C., Program and Abstracts, p. A17.
Dodds, C.J. and Campbell, R.B.
1988: Potassium-argon ages of mainly intrusive rocks in the Saint Elias Mountains, Yukon and British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 87-16, 43 p.
Drummond, A.D., Sutherland Brown, A., Young, R.J., and Tennant, S.J.
1976: Gibraltar-regional metamorphism, mineralization, hydrothermal alteration and structural development; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 195-205.
Drysdale, C.W.
1915: Geology of the Franklin Mining Camp, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 56, 246 p.
Eastwood, G.E.P.
1960: Magnetite in Lodestone Mountain Stock; in British Columbia Minister of Mines, Annual Report 1959, p. 39-53.
Eckstrand, O.R. (ed.)
1984: Canadian mineral deposit types: a geological synopsis; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 36, 86 p.
Eisbacher, G.H.
1977: Tectono-stratigraphic framework of the Redstone Copper Belt, District of Mackenzie; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 77-1A, p. 229-234.
1981: Sedimentary tectonics and glacial record in the Windermere Supergroup, Mackenzie Mountains, northwestern Canada; Geological Survey of Canada, Paper 80-27, 40 p.
1983: Devonian-Mississippian sinistral transcurrent faulting along the cratonic margin of western North America: A hypothesis; Geology, v. 11, p. 7-10.
1985: Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, Western Canada; Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 51, p. 231-254.
Ettlinger, A.D. and Ray, G.E.
1988: Gold-enriched skarn deposits of British Columbia; in Geological Fieldwork 1987, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 263-279.
Fahrni, K.C., Macauley, T.N., and Preto, V.A.G.
1976: Copper Mountain and Ingerbelle; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 368-375.
Faulkner, E.L.
1986: Blackdome deposit (92O/7E, 8W); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 106-109.
Field, C.W. and Fifarek, R.H.
1985: Light stable-isotope systematics in the epithermal environment; in Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, B.R. Berger and P.M. Bethke (ed.), Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 99-128.
Findlay, D.C.
1969: Origin of the Tulameen ultramafic-gabbro complex, southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 6, p. 399-425.
Fleming, J.A.
1983: Island Copper; in Field Trip Guidebook, Vol. II, Fieldtrip 9, Geological Association of Canada, Victoria, 1983, p. 21-35.

Fleming, J.A., Walker, R., and Wilton, P.
1983: Mineral deposits of Vancouver Island: Westmin Resources (Au-Ag-Cu-Pb-Zn), Island Copper (Cu-Au-Mo), Argonaut (Fe); Geological Association of Canada, Victoria, 1983, Field Trip Guidebook, Vol. II, Fieldtrip 9, 41 p.

Fox, J.S.
1984: Besshi-type volcanogenic sulphide deposits - a review; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 77, no. 864, p. 57-68.

Fox, P.E., Cameron, R.S., and Hoffman, S.J.
1987: Geology and soil geochemistry of the Quesnel River gold deposit, British Columbia; Geoexpo/86, Exploration in the North American Cordillera, Association of Exploration Geochemists, Symposium Proceedings, Vancouver, May 12-14, 1986, p. 61-71.

Francheteau, J., Needham, H.D., Choukroune, P., Juteau, T., Séguret, M., Ballard, R.D., Fox, P.J., Normark, W., Carranza, A., Cordoba, D., Guerrero, J., Rangin, C., Bourgault, H., Cambon, P., and Hekinian, R.
1979: Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise; Nature, v. 277, p. 523-528.

Franklin, J.M., Lydon, J.W., and Sangster, D.F.
1981: Volcanic-associated massive sulfide deposits; in Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume, B.J. Skinner (ed.), Economic Geology Publishing Company, p. 485-627.

Fyles, J.T.
1960: Mineral King (Sheep Creek Mine Limited); British Columbia Ministry of Mines, Annual Report 1959, p. 74-89.
1970: The Jordan River area near Revelstoke, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 57, 64 p.
1984: Geological setting of the Rossland Mining Camp; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 74, 61 p.

Gabrielse, H.
1966: Watson Lake map-area, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Map 19-1966.
1967: Tectonic evolution of the northern Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 271-298.
1985: Major dextral transcurrent displacements along the Northern Rocky Mountain Trench and related lineaments in north-central British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 1-14.

Gabrielse, H. and Blusson, S.L.
1969: Geology of Coal River map-area, Yukon Territory and District of Mackenzie (95D); Geological Survey of Canada, Paper 68-38, 22 p.

Gabrielse, H., Blusson, S.L., and Roddick, J.A.
1973: Geology of Flat River, Glacier Lake and Wrigley Lake map-areas, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 366, Part 1, 153 p., Part 2, 268 p.

Gabrielse, H., Loveridge, W.D., Sullivan, R.W., and Stevens, R.D.
1982: U-Pb measurements of zircon indicate middle Paleozoic plutonism in the Omineca Crystalline Belt, north-central British Columbia; in Current Research, Part C, Geological Survey of Canada, Paper 82-1C, p. 139-146.

Gammon, J.B. and Chandler, T.E.
1986: Exploration of the Windy Craggy massive sulphide deposit, British Columbia, Canada; in Geology in the Real World - The Kingsley Dunham Volume, E.W. Nesbitt and I. Nichol (ed.), Institute of Mining and Metallurgy, p. 131-141.

Gareau, S.A.
1988: Preliminary study of the Work Channel lineament in the Ecstall River area, Coast Plutonic Complex, British Columbia; in Current Research, Part E, Geological Survey of Canada, Paper 88-1E, p. 49-55.

Garnett, J.A.
1978: Geology and mineral occurrences of the southern Hogem batholith; British Columbia Ministry of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 70, 75 p.

Geological Survey of Canada
1981: Assessment of mineral and fuel resource potential of the proposed northern Yukon national park and adjacent areas (Phase 1); Geological Survey of Canada, Open File 760, 33 p.

Gilbert, G.
1948: Rossland Camp; in Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Jubilee Volume, p. 189-196.

Gill, J.E. and Byers, A.R.
1948: Surf Inlet and Pugsley mines; in Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Jubilee Volume, p. 99-104.

Glover, J.K. and Burson, M.J.
1986: Geology of the Lened tungsten skarn deposit, Logan Mountains, Northwest Territories; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 255-265.

Godwin, C.I.
1975: Imbricate subduction zones and their relationship with Upper Cretaceous to Tertiary porphyry deposits in the Canadian Cordillera; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 1362-1378.

Godwin, C.I., Armstrong, R.L., and Tompson, K.M.
1980: K-Ar and Rb-Sr dating and the genesis of tungsten at the Clea tungsten skarn property, Selwyn Mountains, Yukon Territory; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 73, no. 821, p. 90-93.

Godwin, C.I., Sinclair, A.J., and Ryan, B.D.
1982: Lead isotope models for the genesis of carbonate-hosted Zn-Pb, shale-hosted Ba-Zn-Pb, and silver-rich deposits in the northern Canadian Cordillera; Economic Geology, v. 77, p. 82-94.

Goldsmith, L.B. and Sinclair, A.J.
1983: Spatial density of silver-lead-zinc-gold vein deposits in four mining camps in southeastern British Columbia (82F); in Geological Fieldwork 1982, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1983-1, p. 251-265.

Goodfellow, W.D. and Jonasson, I.R.
1984: Ocean stagnation and ventilation defined by $\delta^{34}S$ secular trends in pyrite and barite, Selwyn Basin, Yukon; Geology, v. 12, p. 583-586.
1986: Environment of formation of the Howards Pass (XY) Zn-Pb deposit, Selwyn Basin, Yukon; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 19-50.

Gordey, S.P.
1979: Stratigraphy of southeastern Selwyn Basin in the Summit Lake area, Yukon Territory and Northwest Territories; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 79-1A, p. 13-16.
1983: Thrust faults in the Anvil Range and a new look at the Anvil Range Group, south-central Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 225-227.
in press: Evolution of the northern Cordilleran miogeocline, Nahanni map-area (105I), Yukon Territory and District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 428.

Gorzynski, G.A.
1986: Geology and lithogeochemistry of the Cirque stratiform sediment-hosted Ba-Zn-Pb-Ag deposit, northeastern British Columbia; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 129 p.

Griffiths, J.R. and Godwin, C.I.
1983: Metallogeny and tectonics of porphyry copper-molybdenum deposits in British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 1000-1018.

Gross, G.A.
1965: Iron formation, Snake River area, Yukon and Northwest Territories; in Report of Activities: field 1964; Geological Survey of Canada, Paper 65-1, p. 143.

Grove, E.W.
1986: Geology and mineral deposits of the Unuk River-Salmon River-Anyox area; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 63, 152 p.

Guilbert, J.M. and Lowell, J.D.
1974: Variations in zoning patterns in porphyry ore deposits; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 67, p. 99-109.

Guild, P.W.
1971: Metallogeny: a key to exploration; Mining Engineering, v. 23, p. 69-72.

Gustafson, L.B. and Hunt, J.P.
1975: The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile; Economic Geology, v. 70, p. 857-912.

Gustafson, L.B. and Williams, N.
1981: Sediment-hosted stratiform deposits of copper, lead, and zinc; Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume, B.J. Skinner (ed.), Economic Geology Publishing Company, p. 139-178.

Hamilton, J.M., Bishop, D.T., Morris, H.C., and Owens, O.E.
1982: Geology of Sullivan orebody, Kimberley, B.C. Canada; in Precambrian Sulphide Deposits, The H.S. Robinson Memorial Volume, R.W. Hutchinson, C.D. Spence and J.M. Franklin (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 597-665.

Hamilton, J.M., Delaney, G.D., Hauser, R.L., and Ransom, P.W.
1983: Geology of the Sullivan Deposit, Kimberley, B.C., Canada; in Short Course in Sediment-hosted Stratiform Lead-Zinc Deposits, D.F. Sangster (ed.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, v. 8, p. 31-84.
Hamilton, J.V.
1982: Geology of the north showing at the Mt. Hundere zinc-lead-silver skarn deposit, southeastern Yukon Territory; B.A.Sc. thesis, University of British Columbia, 73 p.
Hancock, K.D.
1988: Magnetite occurrences in British Columbia; in British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1988-22, p. 131-132.
Hardy, J.L.
1979: Stratigraphy, brecciation and mineralization, Gayna River, N.W.T.; M.Sc. thesis, University of Toronto, Ontario.
Harper, G.
1977: Geology of the Sustut Copper deposit in B.C.; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 70, no. 777, p. 97-104.
Harris, M.W.
1991: The Mt. Milligan porphyry system: a structural and genetic approach; CIM 93rd Annual General Meeting, Vancouver, Program and Abstracts, Canadian Institute of mining and metallurgy, Bulletin, v. 84, n. 947, p. 88.
Harrison, J.E.
1972: Precambrian Belt basin of northwestern United States: its geometry, sedimentation and copper occurrences; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1215-1240.
Hayba, D.O., Bethke, P.M., Heald, P., and Foley, N.K.
1985: Geologic, mineralogic, and geochemical characteristics of volcanic-hosted epithermal precious-metal deposits; in Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, B.R. Berger and P.M. Bethke (ed.), Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 129-167.
Heald, P., Foley, N.K., and Hayba, D.O.
1987: Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits: acid-sulfate and adularia-sericite types; Economic Geology, v. 82, p. 1-26.
Hedley, M.S.
1940: Geology of Camp McKinney and of the Cariboo-Amelia mine, Similkameen district; British Columbia Department of Mines, Bulletin 6, 39 p.
1947: Geology of Whitewater and Lucky Jim Mine areas, Slocan District; British Columbia Department of Mines, Bulletin 22, 54 p.
1952: Geology and ore deposits of the Sandon area, Slocan mining camp, British Columbia; British Columbia Department of Mines, Bulletin 29, 130 p.
Hedley, M.S. and Watson, K.De P.
1945: Lode-gold deposits, central southern British Columbia; British Columbia Department of Mines, Bulletin 20, Part III, 27 p.
Helmstaedt, H., Eisbacher, G.H., and McGregor, J.A.
1979: Copper mineralization near an intra-Rapitan unconformity, Nite copper prospect, Mackenzie Mountains, Northwest Territories, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 50-59.
Henley, R.W.
1985: The geothermal framework for epithermal deposits; in Geology and Geochemistry of Epithermal Systems, B.R. Berger and P.M. Bethke (ed.), Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v. 2, p. 1-24.
Henley, R.W. and Ellis, A.J.
1983: Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review; Earth-Science Reviews, v. 19, p. 1-50.
Hewton, R.S.
1982: Gayna River: a Proterozoic Mississippi Valley-type zinc-lead deposit; in Precambrian Sulphide Deposits, H.S. Robinson Memorial Volume, R.W. Hutchinson, C.D. Spence and J.M. Franklin (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 667-700.
Hodgson, C.J., Bailes, R.J., and Verzosa, R.S.
1976: Cariboo-Bell; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 388-396.
Hodgson, C.J., Chapman, R.S.G., and MacGeehan, P.J.
1982: Application of exploration criteria for gold deposits in the Superior Province of the Canadian Shield to gold exploration in the Cordillera; in Precious Metals in the Northern Cordillera, A.A. Levinson (ed.), Association of Exploration Geochemists, p. 173-206.
Hooper, D.
1984: A study of the gold-quartz veins at Erickson Gold Camp, Cassiar, north-central British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 96 p.
Høy, T.
1979: Geology of the Goldstream area; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 71, 49 p.
1980: Geology of the Riondel area, Central Kootenay Arc, southeastern British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 73, 89 p.
1982a: The Purcell Supergroup in southeastern British Columbia: sedimentation, tectonics and stratiform lead-zinc deposits; in Precambrian Sulphide Deposits, The H.S. Robinson Memorial Volume, R.W. Hutchinson, C.D. Spence and J.M. Franklin (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 127-147.
1982b: Stratigraphic and structural setting of stratabound lead-zinc deposits in southeastern B.C.; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 75, no. 840, p. 114-134.
Høy, T. and Andrew, K.
1988: Preliminary geology and geochemistry of the Elise Formation, Rossland Group, between Nelson and Ymir, southeastern British Columbia (82F/06); in Geological Fieldwork 1987, Mineral Resources Division, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 19-30.
Høy, T. and Goutier, F.
1986: Rea Gold (Hilton) and Homestake volcanogenic sulphide-barite deposits southeastern British Columbia (82 M/4 W); in Geological Fieldwork 1985, Mineral Resources Division, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 59-68.
Høy, T. and Pell, J.
1986: Carbonatites and associated alkalic rocks, Perry River and Mount Grace areas, Shuswap Complex, southeastern British Columbia; in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 69-87.
Høy, T., Gibson, G., and Berg, N.W.
1984: Copper-zinc deposits associated with basic volcanism, Goldstream area, southeastern British Columbia; Economic Geology, v. 79, p. 789-814.
Hudson, T., Smith, J.G., and Elliott, R.L.
1979: Petrology, composition, and age of intrusive rocks associated with the Quartz Hill molybdenite deposit, southeastern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 1805-1822.
Hulbert, L.J., Duke, J.M., Eckstrand, O.R., Lydon, J.W., Scoates, R.F.J., Cabri, L.J., and Irvine, T.N.
1988: Geological environments of the platinum group elements; Cordilleran Section, Geological Association of Canada, Short Course Notes, 151 p.
Hutchinson, R.W.
1973: Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance; Economic Geology, v. 68, p. 1223-1246.
1980: Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution; in The Continental Crust and its Mineral Deposits, D.W. Strangway (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 659-684.
Hyndman, D.W.
1968: Petrology and structure of Nakusp map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 161, 95 p.
Ishihara, S. (Editor)
1974: Geology of Kuroko deposits; Society of Mining Geologists of Japan, Mining Geology, Special Issue 6, 435 p.
1981: The granitoid series and mineralization; Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume, B.J. Skinner (ed.), p. 458-484.
Jackson, S.A. and Beales, F.W.
1967: An aspect of sedimentary basin evolution: the concentration of Mississippi Valley-type ores during late stages of diagenesis; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 15, p. 383-433.
Jefferson, C.W.
1978: Stratigraphy and sedimentology, Upper Proterozoic Redstone Copper Belt, Mackenzie Mountains, Northwest Territories - a preliminary report; in Mineral Industry Report for 1975, Northwest Territories, Indian and Northern Affairs, Economic Geology Series 1978-5, p. 157-169.
1983: The Upper Proterozoic Redstone Copper Belt, Mackenzie Mountains, N.W.T.; Ph.D. thesis, University of Western Ontario, London, 445 p.

Jefferson, C.W. and Parrish, R.R.
1989: Late Proterozoic stratigraphy, U-Pb zircon ages and rift tectonics, Mackenzie Mountains northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 26, n. 9, p. 1784-1801.

Jefferson C.W. and Ruelle, J.C.L.
1986: The Late Proterozoic Redstone Copper Belt, Mackenzie Mountains, Northwest Territories; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 154-168.

Jefferson, C.W., Kilby, D.B., Pigage, L.C., and Roberts, W.J.
1983: The Cirque barite-zinc-lead deposits, northeastern British Columbia; in Short Course in Sediment-hosted Stratiform Lead-Zinc Deposits, D.F. Sangster (ed.), Mineralogical Association of Canada, Short Course Handbook, v. 8 (sic v.9), p. 121-140.

Jennings, D.S. and Jilson, G.A.
1986: Geology and sulphide deposits of Anvil Range, Yukon; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 319-361.

Jones, D.L., Silberling, N.J., and Hillhouse, J.
1977: Wrangellia - A displaced terrane in northwestern North America; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2565-2577.

Joubin, F.R.
1948: Bralorne and Pioneer mines; in Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Jubilee Volume, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, p. 168-177.

Kanasewich, E.R., Clowes, R.M., and McCloughan, C.H.
1969: A buried Precambrian rift in western Canada; Tectonophysics, v. 8, p. 513-527.

Kanehira, K. and Tatsumi, T.
1970: Bedded cupriferous iron sulphide deposits in Japan, a review; in Volcanism and Ore Genesis, T. Tatsumi (ed.), University of Tokyo Press, Tokyo, p. 51-76.

Keep, M.
1989: The geology and petrology of the Averill alkaline plutonic complex near Grand Farks, British Colombia; MSc. thesis, University of British Columbia, Vancouver.

Kennedy, G.C.
1953: Geology and mineral deposits of Jumbo basin, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 251, 46 p.

Kerans, C., Ross, G.M., Donaldson, J.A., and Geldsetzer, H.J.
1981: Tectonism and depositional history of the Helikian Hornby Bay and Dismal Lakes Groups, District of Mackenzie; in Proterozoic Basins of Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 157-182.

Kirkham, R.V.
1967: Glacier Gulch; British Columbia Ministry of Mines, Annual Report 1966, p. 86-90.
1970: Certain copper deposits in Jurassic volcanic rocks of central British Columbia (93L,M, 94D, 103L); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 70-1A, p. 96-97.
1971: Intermineral intrusions and their bearing on the origin of porphyry copper and molybdenum deposits; Economic Geology, v. 66, p. 1244-1249.
1973: Environments of formation of concordant and peneconcordant copper deposits in sedimentary sequences (abstract); Canadian Mineralogist, v. 12, p. 145-146.
1974: A synopsis of Canadian stratiform copper deposits in sedimentary sequences; Centenaire de la Societé Geologique de Belgique, Gisements Stratiformes et Provinces Cupriferes, Liege, p. 367-382.
1984: Volcanic redbed copper; in Canadian Mineral Deposit Types: A Geological Synopsis, O.R. Eckstrand (ed.), Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 36, p. 37.

Klau, W. and Large, D.E.
1980: Submarine exhalative Cu-Pb-Zn deposits - a discussion of their classification and metallogenesis; Geologisches Jahrbuch, v. 40, p. 13-58.

Koski, R.A., Lonsdale, P.F., Shanks, W.C., Berndt, M.E., and Howe, S.S.
1985: Mineralogy and geochemistry of a sediment-hosted hydrothermal sulfide deposit from the Southern Trough of Guaymas Basin, Gulf of California; Journal of Geophysical Research, v. 90, p. 6695-6707.

Koski, R.A., Scott, S.D., Hannington, M.D., Delaney, J.R., and Tivey, M.K.
1988: Hydrothermal processes and massive sulphide deposits on the Juan de Fuca Ridge and other northeast Pacific spreading axes; in Geology and Resource Potential of the Continental Margin of Western North America and Adjacent Ocean Basins Beaufort Sea to Baja California, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series, v. 6, p. 621-638.

Kwong, Y.T.J.
1987: Evolution of the Iron Mask Batholith and its associated copper mineralization; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 77, 55 p.

Lambert, I.B. and Sato, T.
1974: The Kuroko and associated ore deposits of Japan: a review of their features and metallogenesis; Economic Geology, v. 69, p. 1215-1236.

Large, D.E.
1983: Sediment-hosted massive sulphide lead-zinc deposits: an empirical model; in Short Course in Sediment-Hosted Stratiform Lead-Zinc Deposits, D.F. Sangster (ed.), Mineralogical Association of Canada Handbook, v. 8 (sic v.9), p. 1-29.

Leaming, S.F.
1978: Jade in Canada; Geological Survey of Canada, Paper 78-19, 59 p.

LeCouteur, P.C.
1979: Age of the Sullivan lead-zinc deposit; in Evolution of the Cratonic Margin and Related Mineral Deposits, Geological Association of Canada, Cordilleran Section Symposium, Program and Abstracts, p. 19.

Leech, G.B.
1966: Kananaskis Lakes, West Half, NTS 82J; Geological Survey of Canada, Open File 634.

Lefebure, D.V. and Malott, M.L.
1990: Northwestern District; in Exploration in British Columbia 1989, British Columbia Geological Survey, Branch p. 29-42.

Leitch, C.H.B. and Godwin, C.I.
1988: Isotopic ages, wallrock chemistry and fluid inclusion data from the Bralorne gold vein deposit (92J/15W); in Geological Fieldwork 1987, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 301-324.

Leitch, C.H.B., Dawson, K.M., and Godwin, C.I.
1988: Late Cretaceous-Early Tertiary gold mineralization: a galena lead isotope study of the Bridge River mining camp, southwestern British Columbia, Canada; Bicentennial Gold '88, Melbourne, Australia.

Leitch, C.H.B., Hood, C.T. Cheng, Xiao-lin and Sinclair, A.J.
1990: Geology of the Silver Queen mine area, Owen Lake, central British Columbia; in Geological Fieldwork 1989, British Columbia Geological Survey Branch, Paper 1990-1 p. 287-295.

Lennan, W.B.
1986: Ray Gulch tungsten skarn deposit, Dublin Gulch area, central Yukon; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 245-254.

Lindgren, W.
1928: Mineral deposits; Third Edition, McGraw Hill, New York, 1049 p.

Little, H.W.
1960: Nelson map-area, west half, British Columbia (82F W1/2); Geological Survey of Canada, Memoir 308, 205 p.
1961: Geology of Kettle River, west half (82E), B.C.; Geological Survey of Canada, Map 15-1961.
1982: Geology of the Rossland-Trail map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-26, 38 p.
1983: Geology of the Greenwood map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-29, 37 p.

Little, L.M.
1974: The geology and mineralogy of the Brandywine property lead-zinc-gold-silver deposit, Brandywine map-area, south-western British Columbia; B.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 96 p.

Lonsdale, P.F., Bischoff, J.L., Burns, V.M., Kastner, M., and Sweeney, R.E.
1980: A high-temperature hydrothermal d[illegible] on the seabed at a Gulf of California spreading center; [illegible] and Planetary Science Letters, v. 49, p. 8-20.

Lowell, J.D. and Guilbert, J.M.
1970: Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits; Economic Geology, v. 65, p. 373-408.

Lydon, J.W.
1984: Ore deposit models - 8. Volcanogenic massive sulphide deposits, Part I: a descriptive model; Geoscience Canada, v. 11, p. 195-202.
1988: Ore deposit models #14. Volcanogenic massive sulphide deposits, Part 2: genetic models; Geoscience Canada, v. 15, p. 43-65.
Lydon, J.W., Lancaster, R.D., and Karkkainen, P.
1979: Genetic controls of Selwyn Basin stratiform barite/sphalerite/galena deposits: an investigation of the dominant barium mineralogy of the Tea Deposit, Yukon; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 79-1B, p. 223-229.
MacIntyre, D.G.
1982: Geologic setting of recently discovered stratiform barite-sulphide deposits in northeast British Columbia; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 75, no. 840, p. 99-113.
1984: Geology of the Alsek-Tatshenshini Rivers area (114P); in Geological Fieldwork 1983, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1984-1, p. 173-184.
1985: Geology and mineral deposits of the Tahtsa Lake district, west-central British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 75, 82 p.
1986: The geochemistry of basalts hosting massive sulphide deposits, Alexander Terrane, northwest British Columbia (114P); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 197-210.
MacIntyre, D.G. and Schroeter, T.G.
1985: Mineral occurrences in the Mount Henry Clay area (114P/7,8); in Geological Fieldwork 1984, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1985-1, p. 365-379.
MacIntyre, D.G., Brown, D., Desjardins, P., and Mallett, P.
1987: Babine Project (93L/10,15); in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 201-222.
MacKevett, E.M., Jr.
1976: Mineral deposits and occurrences in the McCarthy quadrangle, Alaska; United States Geological Survey, Miscellaneous Field Study Map, MF 773-B.
MacKevett, E.M., Jr., Robertson, E.C., and Winkler, G.R.
1974: Geology of the Skagway B-3 and B-4 quadrangles, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Professional Paper 832, 33 p.
MacLean, M.E.
1989: Mount Brussilof magnesite project, southeast British Columbia (82J/13E); in Geological Fieldwork 1988, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resourses, Paper 1989-1, p. 507-510.
Macqueen, R.W.
1976: Sediments, zinc and lead, Rocky Mountain Belt, Canadian Cordillera; Geoscience Canada, v. 3, , p. 71-81.
Mathieson G.A. and Clark, A.H.
1984: The Cantung E Zone scheelite skarn orebody, Tungsten, Northwest Territories: a revised genetic model; Economic Geology, v. 79, p. 883-901.
Mato, G., Ditson, G., and Godwin, C.I.
1983: Geology and geochronometry of tin mineralization associated with the Seagull batholith, south-central Yukon Territory; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 76, no. 854, p. 43-49.
McAllister, A.L.
1951: Ymir map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 51-4, 58 p.
McCartney, W.D.
1965: Metallogeny of post-Precambrian geosynclines; in Some Guides to Mineral Exploration, E.R.W. Neale (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 65-6, p. 33-42.
McCartney, W.D. and Potter, R.R.
1962: Mineralization as related to structural deformation, igneous activity and sedimentation in folded geosynclines; Canadian Mining Journal, v. 83, no. 4, p. 83-87.
McClay, K.R. and Bidwell, G.E.
1986: Geology of the Tom deposit, Macmillan Pass, Yukon; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 100-114.
McClintock, J.A. and Sinclair, W.D.
1986: Disseminated chalcopyrite in Nasina facies metamorphic rocks near Lucky Joe Creek west central Yukon; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 169-177.
McDougall, J.J.
1976: Catface; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining Special Volume 15, p. 299-310.
McKechnie, N.D.
1966: Distribution of productive mineral deposits related to time-stratigraphic sequences in British Columbia; in Tectonic history and mineral deposits of the western Cordillera, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special volume no. 8, p. 193-207.
McMechan, M.E.
1980: Stratigraphy, structure and tectonic implications of the Middle Proterozoic Purcell Supergroup in the Mount Fisher area, southeastern British Columbia; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 279 p.
1981: The middle Proterozoic Purcell Supergroup in the southwestern Rocky and southeastern Purcell Mountains, British Columbia and the initiation of the Cordilleran miogeocline, southern Canada and adjacent United States; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 29, p. 583-621.
McMillan, W.J.
1973: Mount Copeland Mine; in Geology, Exploration and Mining in British Columbia 1973, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, p. 104-113.
1980: CC prospect, Chu Chua Mountain (92P/8W); in Geological Fieldwork 1979, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1980-1, p. 37-48.
1985: Geology and ore deposits of the Highland Valley camp; Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Field Guide and Reference Manual Series, No. 1, 121 p.
McMillan, W.J. and Panteleyev, A.
1980: Ore deposit models - 1. Porphyry copper deposits; Geoscience Canada, v. 7, p. 52-63.
McMillan, W.J., Panteleyev, A., and Høy, T.
1986: Mineral deposits in British Columbia: a review of their tectonic settings; in Geoexpo 86, Exploration in the North American Cordillera, Symposium Proceedings, I.L. Elliott and B.W. Smee (ed.), Association of Exploration Geochemists, p. 1-18.
Meijer-Drees, N.C.
1975: Geology of the lower Paleozoic formations in the subsurface of the Fort Simpson area, District of Mackenzie, N.W.T.; Geological Survey of Canada, Paper 74-40, 65 p.
Meinert, L.D.
1984: Mineralogy and petrology of iron skarns in western British Columbia, Canada; Economic Geology, v. 79, p. 869-882.
1986: Gold in skarns of the Whitehorse Copper Belt, southern Yukon; in Yukon Geology, v. 1, Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada, p. 19-43.
Meyer, W., Gale, R.E., and Randall, A.W.
1976: O.K.; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 311-316.
Mihalynuk, M.G., Mountjoy K.J., McMillan, W.J., Ash, C.H. and Hammack, J.L.
1991: Highlights of 1990 Fieldwork in the Atlin area; in Geologicial Fieldwork 1990, British Columbia Geological Survey Branch, Paper 1991-1 p. 145-152
Miller, D.C.
1976: Maggie; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 329-335.
Miller, J.H.L. and Sinclair, A.J.
1985: Geology of the Callaghan Creek roof pendant (92J/3); in Geology in British Columbia 1977-1981, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, p. 98-101.
Mitchell, A.H.G. and Garson, M.S.
1976: Mineralization at plate boundaries; Mineral Science Engineering, v. 8, no. 2, p. 129-169.
Miyashiro, A.
1973: The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc; Earth and Planetary Science Letters, v. 19, p. 218-224.
Monger, J.W.H.
1977: The Triassic Takla Group in McConnell Creek map-area, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 76-29, 45 p.
1980: Upper Triassic stratigraphy, Dease Lake and Tulsequah map areas, northwestern British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 80-1B, p. 1-9.
Monger, J.W.H. and Irving, E.
1980: Northward displacement of north-central British Columbia; Nature, v. 285, p. 289-294.

Monger, J.W.H., Souther, J.G., and Gabrielse, H.
1972: Evolution of the Canadian Cordillera: a plate-tectonic model; American Journal of Science, v. 272, p. 577-602.

Monger, J.W.H., Price, R.A., and Tempelman-Kluit, D.J.
1982: Tectonic accretion and the origin of the two major metamorphic and plutonic welts in the Canadian Cordillera; Geology, v. 10, p. 70-75.

Morganti, J.M.
1979: The geology and ore deposits of the Howards Pass area, Yukon and Northwest Territories: the origin of basinal sedimentary stratiform sulphide deposits; Ph.D. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 317 p.
1981: Ore deposit models - 4. Sedimentary-type stratiform ore deposits: some models and a new classification; Geoscience Canada, v. 8, p. 65-75.

Morin, J.A.
1978: A preliminary report on Hart River (116A/10) - a Proterozoic massive sulphide deposit; in Mineral Industry Report 1977, Yukon Territory, EGS 1978-9, Indian and Northern Affairs Canada, p. 22-25.
1981: The McMillan deposit - a stratabound lead-zinc-silver deposit in sedimentary rocks of Upper Proterozoic age; in Yukon Geology and Exploration 1979-80, Department of Indian and Northern Affairs, p. 105-109.

Morrison, G.W.
1980: Stratigraphic control of Cu-Fe skarn ore distribution and genesis at Craigmont, British Columbia; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, v. 73, p. 109-123.

Morrow, D.W.
1984: Sedimentation in Root Basin and Prairie Creek Embayment-Siluro-Devonian, Northwest Territories; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 32, p. 162-189.

Mortensen, J.K.
1984: Bedrock geology of the Klondike placer gold district and evidence for structural controls on lode gold mineralization; in Symposium, Cordilleran Geology and Mineral Exploration: Status and Future Trends, Geological Association of Canada, Cordilleran Section Annual Meeting, Program and Abstracts, p. 27-29.

Mortensen, J.K. and Jilson, G.A.
1985: Evolution of the Yukon-Tanana Terrane: Evidence from southeastern Yukon Territory; Geology, v. 13, p. 806-810.

Mortensen, J.K., Montgomery, J.R., and Fillipone, J.
1987: U-Pb zircon, monazite and sphene ages for granitic orthogneiss of the Barkerville Terrane, east-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1261-1266.

Mortimer, N.
1986: Late Triassic, arc-related, potassic igneous rocks in the North American Cordillera; Geology, v. 14, p. 1035-1038.
1987: The Nicola Group: Late Triassic and Early Jurassic subduction-related volcanism in British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2521-2536.

Morton, R.D., Goble, R.J., and Fritz, P.
1974: The mineralogy, sulfur-isotope composition and origin of some copper deposits in the Belt Supergroup, southwest Alberta, Canada; Mineralium Deposita, v. 9, p. 223-241.

Morton, R.L.
1976: Alkalic volcanism and copper deposits of the Horsefly area, central British Columbia; Ph.D. thesis, Carleton University, Ottawa, 196 p.

Muller, J.E.
1967: Kluane Lake map-area, Yukon Territory (115G, 115F E1/2); Geological Survey of Canada, Memoir 340, 137 p.

Muller, J.E. and Carson, D.J.T.
1969: Geology and mineral deposits of Alberni map-area, British Columbia (92F); Geological Survey of Canada, Paper 68-50, 52 p.

Mulligan, R.
1984: Geology of Canadian tungsten occurrences; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 32, 121 p.

Mutschler, F.E., Wright, E.G., Ludington, S., and Abbott, J.T.
1981: Granite molybdenite systems; Economic Geology, v. 76, p. 874-897.

Nelson, J., Bellefontaine, K., Green, K. and MacLean, M.
1991: Regional geological mapping near the Mount Milligan copper-gold deposit (93K/16, 93N/1); in Geological Fieldwork 1990, British Columbia Geological Survey Branch, Paper 1991-1, p. 89-110.

Nesbitt, B.E., Murowchick, J.B., and Muehlenbachs, K.
1986: Dual origins of lode gold deposits in the Canadian Cordillera; Geology, v. 14, p. 506-509.

Ney, C.S.
1966: Distribution and genesis of copper deposits in British Columbia; in Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 8, p. 295-303.

Ney, C.S., Cathro, R.J., Panteleyev, A., and Rotherham, D.C.
1976: Supergene copper mineralization; in Porphyry Copper Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 72-78.

Nixon, G.T. and Rublee, V.J.
1988: Alaskan-type ultramafic rocks in British Columbia: new concepts of the structure of the Tulameen Complex; in Geological Fieldwork 1987, Geological Survey Branch, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1988-1, p. 281-294.

Noble, S.R., Spooner, E.T.C., and Harris, F.R.
1984: The Logtung large tonnage, low-grade W (scheelite)-Mo porphyry deposit, south-central Yukon Territory; Economic Geology, v. 79, p. 848-868.

Nokleberg, W.J., Bundtzen, T.K., Berg, H.C., Brew, D.A., Grybeck, D., Robinson, M.S., Smith, T.E., and Yeend, W.
1987: Significant metalliferous lode deposits and placer districts of Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1786, 104 p.

Nolan, T.B.
1933: Epithermal precious-metal deposits; in Ore Deposits of the Western States, American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, New York, Part VI, p. 623-640.

Norford, B.S. and Orchard, M.J.
1983: Early Silurian age of rocks hosting lead-zinc mineralization at Howards Pass, Yukon Territory and District of Mackenzie: local biostratigraphy of Road River Formation and Earn Group; Geological Survey of Canada, Paper 83-18, 35 p.

Norris, D.K. and Yorath, C.J.
1981: The North American Plate from the Arctic archipelago to the Romanzof Mountains; in The Ocean Basins and Margins, Volume 5, The Arctic Ocean, A.E.M. Nairn, M. Churkin, Jr. and F.G. Stehli (ed.), Plenum Press, New York, p. 37-103.

Northcote, K.E. and Muller, J.E.
1972: Volcanism, plutonism and mineralization: Vancouver Island; in Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 65, no. 726, p. 49-57.

Northcote, K.E. and Robinson, W.C.
1973: Island Copper mine; in Geology, Exploration and Mining in British Columbia, 1972, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 293-303.

Oftedahl, C.
1958: A theory of exhalative-sedimentary ores; Geologiska Foereningen i Stockholm Forhandlingar, v. 80, part 1, p. 1-19.

O'Hanley, D.S. and Wicks, F.J.
1987: Structural control of serpentine textures in the Cassiar Mining Corporation's open-pit mine at Cassiar, British Columbia; Geological Association of Canada-Mineralogical Association of Canada, Annual Meeting, Saskatoon, Saskatchewan, Program and Abstracts, p. 77.

Ohmoto, H. and Skinner, B.J. (ed.)
1983: The Kuroko and related volcanogenic massive sulfide deposits; Economic Geology, Monograph 5, 604 p.

Okulitch, A.V.
1984: The role of the Shuswap Metamorphic Complex in Cordilleran tectonism: a review; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 1171-1193.

Okulitch, A.V., Loveridge, W.D., and Sullivan, R.W.
1981: Preliminary radiometric analyses of zircons from the Mount Copeland syenite gneiss, Shuswap Metamorphic Complex, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 33-36.

O'Neill, J.J. and Gunning, H.C.
1934: Platinum and allied metal deposits of Canada; Canada Department of Mines, Economic Geology Series, no. 13, 165 p.

Orchard, M.J.
1985: Carboniferous, Permian and Triassic conodonts from the central Kootenay Arc, British Columbia: constraints on the age of the Milford, Kaslo and Slocan groups; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 85-1A, p. 287-300.

Panteleyev, A.
1980: Cassiar map-area; in Geological Fieldwork 1979, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1980-1, p. 80-88.

1981: Berg porphyry copper-molybdenum deposit; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 66, 158 p.
1986: Ore deposits #10. A Canadian Cordilleran model for epithermal gold-silver deposits; Geoscience Canada, v. 13, p. 101-111.
1987: Quesnel gold belt - alkalic volcanic terrane between Horsefly and Quesnel Lakes; in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 125-133.

Parrish, R.R.
1981: Geology of the Nemo Lakes belt, northern Valhalla Range, southeast British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 944-958.

Paterson, I.A.
1977: The geology and evolution of the Pinchi Fault Zone at Pinchi Lake, central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1324-1342.

Payne, J.G., Bratt, J.A., and Stone, B.G.
1980: Deformed Mesozoic volcanogenic Cu-Zn sulfide deposits in the Britannia district, British Columbia; Economic Geology, v. 75, p. 700-721.

Payne, M.W. and Allison, C.W.
1981: Paleozoic continental-margin sedimentation in east-central Alaska; Geology, v. 9, p. 274-279.

Peatfield, G.R.
1978: Geologic history and metallogeny of the 'Boundary District', southern British Columbia and northern Washington; Ph.D. thesis, Queen's University, Kingston, Ontario, 249 p.

Pell, J. and Simony, P.S.
1987: New correlations of Hadrynian strata, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 302-313.

Pereira, J. and Dixon, C.J.
1971: Mineralisation and plate tectonics; Mineralium Deposita, v. 6, p. 404-405.

Pigage, L.C.
1986: Geology of the Cirque barite-zinc-lead-silver deposits, northeastern British Columbia; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 71-86.

Pitcher, W.W.
1982: Granite type and tectonic environment; in Mountain Building Processes, K.J. Hsu (ed.), Academic Press, London, p. 19-40.

Preto, V.A.
1978: Setting and genesis of uranium mineralization at Rexspar; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 71, no. 800, p. 82-88.

Preto, V.A. and Schiarizza, P.
1985: Geology and mineral deposits of the Adams Plateau-Clearwater region; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the Southern Canadian Cordillera, D.J. Tempelman-Kluit (ed.), Geological Society of America, Cordilleran Section Meeting, Vancouver, Field Trip 16, p. 1-11.

Preto, V.A. and Tidsbury, A.D.
1971: Magnum Mine; in Geology, Exploration and Mining in British Columbia 1971, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 81-89.

Price, R.A.
1964: The Precambrian Purcell system in the Rocky Mountains of southern Alberta and British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, Field Conference Guidebook Issue, v. 12, p. 399-426.

Ransom, P.W.
1977: An outline of the geology of the Bluebell Mine, Riondel, B.C.; in Lead-Zinc Deposits of Southeastern British Columbia, T. Høy (ed.), Geological Association of Canada/Society of Economic Geologists, Joint Annual Meeting, Vancouver, Fieldtrip Guidebook No. 1, p. 44-51.

Ray, G.E.
1983: Carolin Mine - Coquihalla gold belt project (92H/6, 11); in Geological Fieldwork 1982, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1983-1, p. 62-84.
1986: Gold associated with a regionally developed mid-Tertiary plutonic event in the Harrison Lake area, southwestern British Columbia (92G/9; 92H/3,4,5,6,12); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 95-97.

Ray, G.E. and Spence, A.
1986: The potassium-rich volcanic rocks at Tillicum Mountain - their geochemistry origin and regional significance; in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 45-49.

Ray, G.E., Dawson, G.L., and Simpson, R.
1987: The geology and controls of skarn mineralization in the Hedley gold camp, southern British Columbia (92H/8, 82E/5); in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 65-79.

Ray, G.E., Shearer, J.T., and Niels, R.J.E.
1986: The geology and geochemistry of the Carolin gold deposit, southwestern British Columbia, Canada; in Gold '86, An International Symposium on the Geology of Gold Deposits, Toronto, Ontario, Proceedings Volume, A.J. Macdonald (ed.), p. 470-487.

Read, P.B. and Monger, J.W.H.
1976: Pre-Cenozoic volcanic assemblages of the Kluane and Alsek ranges, southwestern Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Open File 381, 96 p.

Reesor, J.E.
1958: Dewar Creek map-area with special emphasis on the White Creek Batholith, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 292, 78 p.

Roberts, W.J. and McClintock, J.
1984: The Tillicum gold property; Western Miner, v. 57, no. 4, p. 29-31.

Rona, P.A.
1984: Hydrothermal mineralization at seafloor spreading centres; Earth-Science Reviews, v. 5, p. 191-212.

Rublee, V.J.
1986: Occurrence and distribution of platinum-group elements in British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Open File 1986-7, 94 p.

Ruelle, J.C.L.
1982: Depositional environments and genesis of stratiform copper deposits of the Redstone Copper Belt, Mackenzie Mountains, N.W.T.; in Precambrian Sulphide Deposits, H.S. Robinson Memorial Volume, R.W. Hutchinson, C.D. Spence and J.M. Franklin (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 25, p. 701-737.

Rusmore, M.E.
1985: Geology and tectonic significance of the Upper Triassic Cadwallader Group and its bounding faults, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, University of Washington, Seattle, 174 p.
1987: Geology of the Cadwallader Group and the Intermontane-Insular superterrane boundary, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 2279-2291.

St. Louis, R.M., Nesbitt, B.E., and Morton, R.D.
1986: Geochemistry of platinum-group elements in the Tulameen Ultramafic Complex, southern British Columbia; Economic Geology, v. 81, p. 961-973.

Sangster, D.F.
1969: The contact metasomatic magnetite deposits of southwestern British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 172, 85 p.
1972: Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review; Geological Survey of Canada, Paper 72-22, 44 p.
1976: Carbonate-hosted lead-zinc deposits; in Handbook of Stratabound and Stratiform Ore Deposits, K.H. Wolf (ed.), v. 6, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, p. 447-456.
1979: Plate tectonics and mineral deposits: a view from two perspectives; Geoscience Canada, v. 6, p. 185-188.
1984: Mississippi Valley lead-zinc; in Canadian Mineral Deposit Types: a Geological Synopsis, O.R. Eckstrand (ed.), Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 36, p. 25.
1986: Classifications, distribution and grade-tonnage summaries of Canadian lead-zinc deposits; Geological Survey of Canada, Economic Geology Report 37, 68 p.

Sangster, D.F. and Lancaster, R.D.
1976: Geology of Canadian lead and zinc deposits, 2: The Mackenzie Valley lead-zinc district, Canada; in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 76-1A, p. 303-307.

Sato, T.
1974: Distribution and geological setting of the Kuroko deposits; Society of Mining Geologists Japan, Special Issue 6, p. 1-9.

Sato, K. and Sasaki, A.
1973: Lead isotopes of the black ore ("Kuroko") deposits from Japan; Economic Geology, v. 68, p. 547-552.
1976: Lead isotopic evidence on the genesis of pre-Cenozoic stratiform sulphide deposits in Japan; Geochemical Journal, v. 10, p. 197-203.
1980: Lead isotope features of the Besshi-type deposits and its bearing on the ore lead evolution; Geochemical Journal, v. 14, p. 303-315.

Sawkins, F.J.
1972: Sulfide ore deposits in relation to plate tectonics; Journal of Geology, v. 80, p. 377-397.
1976: Massive sulphide deposits in relation to geotectonics; in Metallogeny and Plate Tectonics, D.F. Strong (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 14, p. 221-240.
1984: Metal deposits in relation to plate tectonics; in Mineral and Rocks 17, P.J. Wyllie (ed.), Springer-Verlag, v. 17, 326 p.

Sawyer, D.A., Turner, A.T., Christopher, P.A., and Boyle, D.R.
1981: Basal type uranium deposits, Okanagan region, south central British Columbia; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits, R.I. Thompson and D.G. Cook (ed.), Geological Association of Canada, Annual Meeting, Calgary, Alberta, p. 69-77.

Schroeter, T.G.
1983: Toodoggone River area (94E); in Geological Fieldwork 1982, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1983-1, p. 125-133.
1987: Golden Bear project; in Geological Fieldwork 1986, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1987-1, p. 103-109.

Schroeter, T.G. and Panteleyev, A.
1986a: Gold in British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Preliminary Map no. 64, Map and Tabulation.
1986b: Lode gold-silver deposits in northwestern British Columbia; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 178-190.

Scott, S.D.
1980: Geology and structural control of Kuroko-type massive sulphide deposits; in The Continental Crust and its Mineral Deposits, D.W. Strangway (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 705-721.
1985: Seafloor polymetallic sulfide deposits: modern and ancient; Marine Mining, v. 5, p. 191-212.

Sharp, R.J.
1980: The geology, geochemistry and sulfur isotopes of the Anyox Massive Sulfide Deposits; M.Sc. thesis, University of Alberta, Edmonton, 211 p.

Sillitoe, R.H.
1972: Formation of certain massive sulfide deposits at sites of seafloor spreading; Institute of Mining and Metallurgy Transactions, v. 81, p. B141-148.
1983: Styles of low-grade gold potential of volcano-plutonic arcs; in Papers given at the precious-metals symposium, N.E. Kral (ed.), Sparks, Nevada, 1980; Nevada Bureau of Mines and Geology Report 36, p. 52-68.

Sinclair, A.J., Bentzen, A., and McLeod, J.A.
1979: Geology of the White River native copper deposit, Yukon Territory; Indian and Northern Affairs Canada, Publication No. QS-Y0001-000-EE-A1, 27 p.

Sinclair, A.J., Drummond, A.D., Carter, N.C., and Dawson, K.M.
1982: A preliminary analysis of gold and silver grades of porphyry-type deposits in western Canada; in Precious Metals in the Northern Cordillera, A.A. Levinson (ed.), Association of Exploration Geochemists, Symposium Proceedings, Vancouver, B.C., p. 157-172.

Sinclair, A.J., Wynne-Edwards, H.R., and Sutherland Brown, A.
1978: An analysis of distribution of mineral occurrences in British Columbia; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Bulletin 68, 125 p.

Sinclair, W.D.
1986: Molybdenum, tungsten and tin deposits and associated granitoid intrusions in the northern Canadian Cordillera and adjacent parts of Alaska; in Mineral Deposits of the Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 216-233.

Sketchley, D.A., Sinclair, A.J., and Godwin, C.I.
1986: Early Cretaceous gold-silver mineralization in the Sylvester allochthon, near Cassiar, north central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1455-1458.

Smith, A.
1947: Control of ore by primary igneous structures, Porcher Island, British Columbia; Geological Society of America Bulletin, v. 58, p. 245-262.
1948: Surf Point and Edye Pass mines; in Structural Geology of Canadian Ore Deposits, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Jubilee Volume, p. 94-99.

Smith, J.G.
1977: Geology of the Ketchikan D-1 and Bradfield Canol A-1 Quadrangles, southeastern Alaska; United States Geological Survey, Bulletin 1425, 49 p.

Soregaroli, A.E. and Nelson, W.I.
1976: Boss Mountain; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 432-443.

Soregaroli, A.E. and Sutherland Brown, A.
1976: Characteristics of Canadian Cordilleran molybdenum deposits; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed)., Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 417-431.

Soregaroli, A.E. and Whitford, D.F.
1976: Brenda; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 186-194.

Souther, J.G.
1977: Volcanism and tectonic environments in the Canadian Cordillera - a second look; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Barager, L.C. Coleman and J.M. Hall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 16, p. 3-24.

Spence, A.
1985: Shoshonites and associated rocks of central British Columbia; in Geological Fieldwork 1984, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1985-1, p. 426-442.

Spooner, E.T.C.
1980: Cu-pyrite mineralization and seawater convection in oceanic crust - the ophiolitic ore deposits of Cyprus; in The Continental Crust and its Mineral Deposits, D.W. Strangway (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 20, p. 685-704.

Stanton, R.L.
1960: General features of the conformable "pyritic" orebodies; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Transactions, v. 63, p. 22-27.

Steininger, R.C.
1985: Geology of the Kitsault molybdenum deposit, British Columbia; Economic Geology, v. 80, p. 57-71.

Stephens, G.C.
1972: The geology of the Salal Creek pluton, southwestern British Columbia; Ph.D. thesis, Lehigh University, Bethlehem, Pennsylvania, 177 p.

Stevenson, J.S.
1945: Geology of the Twin "J" Mine in Transactions of the Canadian Institute of Mining and Metallurgy, v. 48, p. 294-308.
1950: Geology and mineral deposits of Zeballos area; British Columbia Department of Mines, Bulletin 27, 145 p.

Stewart, J.H.
1972: Initial deposits in the Cordilleran geosyncline: evidence of a Late Precambrian (<850 m.y.) continental separation; Geological Society of America Bulletin, v. 83, p. 1345-1360.

Strong, D.F., editor
1976: Metallogeny and plate tectonics; Geological Association of Canada, Special Paper No. 14, 660 p.

Struik, L.C.
1986: Imbricated terranes of the Cariboo gold belt with correlations and implications for tectonics in southeastern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 1047-1061.
1987: The ancient western North American margin: an Alpine rift model for the east-central Canadian Cordillera; Geological Survey of Canada, Paper 87-15, 19 p.

Stuart, R.A.
1963: Geology of the Snake River iron deposit; Department of Indian Affairs and Northern Development Assessment Files, Yellowknife, N.W.T., 18 p.

Sutherland Brown, A.
1960: Geology of the Rocher Deboule Range; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 43, 78 p.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54, 226 p.
1969: Ox (Ox Lake Property); in Geology, Exploration and Mining in British Columbia 1969, British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, p. 93-97.
1972: Texada; in Copper and Molybdenum Deposits of the Western Cordillera, International Geological Congress, 24th Session, Montreal, Guidebook A09-C09, p. 15-20.
1976a: Editor, Porphyry deposits of the Canadian Cordillera; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, 510 p.

1976b: Metallic mineral resources of Canadian Cordillera; in Circum-Pacific Energy and Mineral Resources, M.T. Halbouty, J.C. Maher and H.M. Lian (ed.), American Association of Petroleum Geologists, Memoir 25, p. 503-508.
1976c: Morphology and classification; in Porphyry Deposits of the Canadian Cordillera, A. Sutherland Brown (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 44-51.

Sutherland Brown, A., Cathro, R.J., Panteleyev, A., and Ney, C.S.
1971: Metallogeny of the Canadian Cordillera; in Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin v. 64, no. 709, p. 37-61, and Transactions v. 74, p. 121-145.

Tatsumi, T., (Editor)
1970: Volcanism and Ore Genesis; University of Tokyo Press, Tokyo, 488 p.

Taylor, G.C. and Stott, D.F.
1973: Tuchodi Lakes map-area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 373, 37 p.

Taylor, G.C., Macqueen, R.W., and Thompson, R.I.
1975: Facies changes, breccias and mineralization in Devonian rocks of Rocky Mountains, northeastern British Columbia (94B,G,K,N); in Report of Activities, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 75-1A, p. 577-585.

Tempelman-Kluit, D.J.
1972: Geology and origin of the Faro, Vangorda and Swim concordant zinc-lead deposits, central Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 208, 73 p.
1979: Transported cataclasite, ophiolite and granodiorite in Yukon: evidence of arc-continent collision; Geological Survey of Canada, Paper 79-14, 27 p.
1981a: Craig property description; in Yukon Geology and Exploration 1979-80; Department of Indian and Northern Affairs Canada, Geology Section, Whitehorse, Yukon, p. 225-230.
1981b: Geology and mineral deposits of southern Yukon; in Yukon Geology and Exploration 1979-80, Department of Indian and Northern Affairs, Whitehorse, Yukon, p. 7-31.
1981c: Pluto property description; in Yukon Geology and Exploration 1979-80; Department of Indian and Northern Affairs Canada, Geology Section, Whitehorse, Yukon, p. 288-289.
in press: Quiet Lake and Finlayson Lake map-areas, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir.

Tempelman-Kluit, D. and Parkinson, D.
1986: Extension across the Eocene Okanagan crustal shear in southern British Columbia; Geology, v. 14, p. 318-321.

Tempelman-Kluit, D.J. and Wanless, R.K.
1980: Zircon ages for the Pelly Gneiss and Klotassin granodiorite in western Yukon; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 297-306.

Thompson, R.I. and Panteleyev, A.
1976: Stratabound mineral deposits of the Canadian Cordillera; in Handbook of Strata-bound and Stratiform Ore Deposits, Volume 5, K.H. Wolf (ed.), Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, p. 37-108.

Thorpe, R.I.
1967: Controls of hypogene sulphide zoning, Rossland, British Columbia; Ph.D. thesis, University of Wisconsin, Madison, 131 p.

Thorpe, R.I. and Little, H.W.
1973: The age of sulfide mineralization at Rossland, British Columbia: discussion; Economic Geology, v. 68, p. 1337-1340.

Thorstad, L.E. and Gabrielse, H.
1986: The Upper Triassic Kutcho Formation, Cassiar Mountains, north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 86-16, 53 p.

Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270, 73 p.

Titley, S.R. (editor)
1982: Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America; University of Arizona Press, Tucson, 560 p.

Titley, S.R. and Beane, R.E.
1981: Porphyry copper deposits. Part 1. Geologic settings, Petrology, and Tectogenesis; in Economic Geology, Seventy-Fifth Anniversary Volume, B.J. Skinner (ed.), Economic Geology Publishing Company, p. 214-235.

Titley, S.R. and Hicks, C.L. (editors)
1966: Geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America; University of Arizona Press, Tucson, 287 p.

Tolbert, R.S., Baldys, C., Froc, N.V., and Watkins, T.A.
1987: The Graham Island (Cinola) deposit revisited - evidence for an epithermal hot-spring-type gold deposit; District 6 Annual Meeting, Vancouver, B.C., Program and Abstracts, Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Bulletin, v. 80, no. 904, p. 30.

Tooker, E.W. (editor)
1985: Geologic characteristics of sediment- and volcanic-hosted disseminated gold deposits - search for an occurrence model; United States Geological Survey, Bulletin 1646.

Upadhyay, H.D. and Strong, D.F.
1973: Geological setting of the Betts Cove copper deposits, Newfoundland: an example of ophiolite sulfide mineralization; Economic Geology, v. 68, p. 161-167.

Upitis, U.
1966: The Rapitan Group, southwestern Mackenzie Mountains, Northwest Territories; M.Sc. thesis, McGill University, Montreal, Quebec, 70 p.

Vaillancourt, P.de G.
1982a: Geology of pyrite-sphalerite-galena concentrations in Proterozoic quartzite at Quartz Lake, southeastern Yukon; in Yukon Exploration and Geology 1982, Indian and Northern Affairs Canada, Exploration and Geological Services, Whitehorse, Yukon, p. 73-77.
1982b: Geology and genesis of pyrite-sphalerite-galena concentrations in Proterozoic quartzite at Quartz Lake, Yukon Territory; M.Sc. thesis, University of Western Ontario, London, 177 p.

Vining, M.R.
1977: The Spuzzum pluton northwest of Hope, B.C.; M.Sc. thesis, University of British Columbia, Vancouver, 147 p.

Vulimiri, M.R., Tegart, P., and Stammers, M.A.
1986: Lawyers gold-silver deposits, British Columbia; in Mineral Deposits of the Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 191-201.

Walker, R.R.
1983: Westmin Resources' massive sulfide deposits; in Field Trip Guidebook, vol. II, Field Trip 9, Geological Association of Canada, Victoria 1983, p. 5-19.

Watson, K.DeP.
1948: The Squaw Creek-Rainy Hollow area, northern British Columbia; British Columbia Department of Mines, Bulletin 25, 71 p.

Watson, P.H.
1984: The Whitehorse Copper Belt: 105D/11 - a compilation; Exploration and Geological Services Division, Yukon, Indian and Northern Affairs Canada, Open File Map.

Watson, P.H., Godwin, C.I., and Christopher, P.A.
1982: General geology and genesis of silver and gold veins in the Beaverdell area, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1264-1274.

Westra, G. and Keith, S.B.
1981: Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits; Economic Geology, v. 76, p. 844-873.

White, A.J R. and Chappell, B.W.
1983: Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia; in Circum-Pacific Plutonic Terranes, J.A. Roddick (ed.), Geological Society of America, Memoir 159, p. 21-34.

White, G.V.
1986a: Preliminary report, O'Connor River gypsum deposit (114P/10E); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 279-282.
1986b: Preliminary report, Lang Bay germanium prospect (92F/16W); in Geological Fieldwork 1985, British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Paper 1986-1, p. 261-264.

White, W.H., Bookstrom, A.A., Kamilli, R.J., Ganster, M.W., Smith, R.P., Ranta, D.E., and Steininger, R.C.
1981: Character and origin of Climax-type molybdenum deposits; in Economic Geology, B.J. Skinner (ed.), Seventy-Fifth Anniversary Volume, Economic Geology Publishing Company, p. 270-316.

White, W.H., Sinclair, A.J., Harakal, J.E., and Dawson, K.M.
1970: Potassium-argon ages of Topley Intrusions near Endako, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, p. 1172-1178.

Wilkins, J. Jr.
1984: The distribution of gold- and silver-bearing deposits in the Basin and Range Province, Western United States; in Gold and Silver Deposits of the Basin and Range Province, Western U.S.A., Joe Wilkins, Jr. (ed.), Arizona Geological Society Digest, v. 15, p. 1-27.

Wilton, D.H.C. and Sinclair, A.J.
1988: Ore petrology and genesis of a strata-bound disseminated copper deposit at Sustut, British Columbia; Economic Geology, v. 83, p. 30-45.

Wolfhard, M.R. and Ney, C.S.
1976: Metallogeny and plate tectonics in the Canadian Cordillera; in Metallogeny and Plate Tectonics, D.F. Strong (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 14, p. 359-392.

Wong, R.H.
1985: Assessment report of the 1984 diamond drilling program on the Rockland Group 8006 and Willa Group 8101 claims, Slocan Mining Division, B.C., NTS 82F/14W; British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Assessment Report 13382.

Woodsworth, G.J. and Roddick, J.A.
1977: Mineralization in the Coast Plutonic Complex of British Columbia, south of latitude 55°N; in The Relations Between Granitoids and Associated Ore Deposits of the Circum-Pacific Region, J.A. Roddick and T.T. Khoo (ed.), Geological Society of Malaysia, Bulletin 9, p. 1-16.

Woodsworth, G.J., Pearson, D.E., and Sinclair, A.J.
1977: Metal distribution patterns across the eastern flank of the Coast Plutonic Complex, south-central British Columbia; Economic Geology, v. 72, p. 170-183.

Yeo, G.M.
1981: The Late Proterozoic Rapitan glaciation in the northern Cordillera; in Proterozoic Basins in Canada, F.H.A. Campbell (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 81-10, p. 25-46.
1986: Iron-formation in the late Proterozoic Rapitan Group, Yukon and Northwest Territories; in Mineral Deposits of Northern Cordillera, J.A. Morin (ed.), Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 37, p. 142-153.

Young, G.M.
1977: Stratigraphic correlation of upper Proterozoic rocks of northwestern Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 1771-1787.
1982: The late Proterozoic Tindir Group, east-central Alaska; evolution of a continental margin; Geological Society of America, Bulletin, v. 93, p. 759-783.

Young, G.M., Jefferson, C.W., Delaney, G.D., and Yeo, G.M.
1979: Middle and late Proterozoic evolution of the northern Canadian Cordillera and Shield; Geology, v. 7, p. 125-128.

Adresse des auteurs

K.M. Dawson
G.J. Woodsworth
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

A. Panteleyev
British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources
Geological Survey Branch
756 Fort Street
Victoria, British Columbia
V8V 1X4

A. Sutherland Brown
546 Newport Avenue
Victoria, British Columbia
V8S 5C7

ADDDENDA

Depuis la rédaction du présent chapitre, plusieurs gîtes minéraux majeurs ont été découverts, dont les plus importants sont décrits ci-dessous. Il est également fait état de certains âges de minéralisation obtenus par datation radiométrique qui modifient certaines interprétations métallogéniques.

Au ruisseau Eskay, à 70 km au nord-ouest de Stewart, dans la Stikinie, existe un gisement de pyrite massive volcanogène riche en Au-Ag, qui se trouve logé principalement dans une argilite, mais aussi dans des volcanoclastites rhyolitiques de l'éponte inférieure et dans des coulées andésitiques de l'éponte supérieure de la Formation de Mount Dilworth du Groupe de Hazelton (Britton et al., 1989; voir le tableau 19-2). Les réserves contenues dans la zone de sulfures massifs volcanogènes sont estimées à 3,97 millions de tonnes de minerai à 26 g/t de Au et 998 g/t de Ag, avec du plomb et du zinc (rapports des sociétés, 1990). L'horizon de sulfures massifs volcanogènes renferme également des veines discordantes riches en Au-Ag (p. ex. la zone 21), qui représentent probablement des réserves géologiques de 3,35 millions de tonnes de minerai à 19,2 g/t de Au et 521,3 g/t de Ag (Lefebure et Malott, 1990).

Le prospect de Mount Milligan, un gisement porphyrique alcalin de Cu-Ag, situé à environ 80 km au sud-sud-est de Germansen Landing, dans la Quesnellie, est associé à plusieurs petits stocks de monzonite porphyrique bréchifiés et à un filon-couche laccolitique, qui sont probablement comagmatiques des roches hôtes, des andésites porphyriques à augite de la Formation de Witch Lake de l'Assemblage de Nicola (Trias supérieur à Jurassique inférieur) (Nelson et al., 1991). Ce prospect mature contient des réserves géologiques de 417 millions de tonnes de minerai à 0,22 % de Cu et 0,49 g/t de Au (Harris, 1991).

À la lumière d'une récente datation K/Ar exécutée par la British Columbia Geological Survey Branch sur une muscovite d'altération, le gisement concordant de fluorite d'Eaglet, dans le sous-terrane de Barkerville du terrane de Kootenay, qui était considéré jusqu'à maintenant comme un gisement pré-accrétionnaire, a été reclassé parmi les gisements tardi-accrétionnaires, et semblable est aux gisements filoniens aurifères de Cariboo-Barkerville situés à proximité.

Une datation K/Ar de filons mésothermaux de quartz aurifères dans le sous-terrane d'Okanagan de la Quesnellie, a montré que la minéralisation est post-accrétionnaire, remontant en majeure partie au Crétacé précoce, malgré le fait que les intrusions granitoïdes adjacentes aux filons soient interprétées comme datant en majeure partie du Jurassique moyen et, de ce fait, comme étant accrétionnaires. Non loin de là, des filons épithermaux de métaux précieux d'âge éocène pourraient être associés à la formation de failles de détachement dans un régime tectonique en extension.

Imprimé au Canada

Chapitre 20

RESSOURCES EN ÉNERGIE ET EN EAUX SOUTERRAINES DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

Résumé
Partie A. HYDROCARBURES
C.J. Yorath, P.L. Gordy et G.K. Williams
Ressources en hydrocarbures du Domaine de l'avant-pays
Ressources en hydrocarbures du Domaine intermontagneux
Ressources en hydrocarbures du Domaine insulaire
Partie B. HOUILLE
R.M. Bustin
Domaine de l'avant-pays
Domaine intermontagneux
Domaine insulaire
Gisements houillers du Tertiaire
Réserves et ressources
Partie C. URANIUM ET THORIUM
R.T. Bell
Uranium
Région de Beaverdell
Région de Clearwater
Gisements d'uranium «jeunes» ou superficiels d'Okanagan
Région des monts Wernecke
Thorium
Partie D. ÉNERGIE GÉOTHERMIQUE
J.G. Souther
Reconnaissance des cibles d'exploration
Évaluation des cibles
État actuel de l'exploration
Ceinture volcanique de Garibaldi
Ceinture volcanique d'Anahim
Province volcanique de Clearwater-Quesnel
Province volcanique de Stikine
Évaluation des ressources
Capital ressources
Récupération des ressources
Estimation des ressources

Partie E. EAUX SOUTERRAINES

E.C. Halstead

Milieu hydrogéologique
Eaux souterraines dans le substratum rocheux
Roches ignées plutoniques
Roches sédimentaires plissées et faillées
Coulées de lave horizontales et légèrement inclinées
Eaux souterraines dans les dépôts de surface
Basses terres côtières
Vallées intérieures
Pergélisol
Références

Chapitre 20

RESSOURCES EN ÉNERGIE ET EN EAUX SOUTERRAINES DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE

Yorath, C.J., Gordy, P.L., Williams, G.K., Bustin, R.M., Bell, R.T., Souther, J.G. et Halstead, E.C.

RÉSUMÉ

Les ressources en hydrocarbures de la Cordillère canadienne sont principalement confinées au Domaine de l'avant-pays, où des pièges structuraux contrôlés par des failles de chevauchement et des plis dans des roches mésozoïques et paléozoïques constituent les principaux réservoirs. Des hydrocarbures n'ont pas encore été trouvés dans le Domaine insulaire, malgré la présence de réservoirs potentiels associés à des roches du Tertiaire et à des structures formées par des processus interplaques le long d'une marge continentale active. Dans le Domaine de l'avant-pays, les réserves récupérables initiales ont été estimées à 375×10^9 m^3 de gaz; deux champs pétrolifères renferment ensemble des réserves récupérables initiales estimées à 65×10^6 m^3. Dans le Domaine insulaire, les réserves récupérables potentielles, suivant une «attente moyenne» (niveau de probabilité de 34 %), se chiffrent à 265×10^9 m^3 de gaz et $38,5 \times 10^6$ m^3 de pétrole.

La Cordillère recèle des ressources considérables en charbon bitumineux et subbitumineux ainsi qu'en lignite, dans des couches du Jurassique, du Crétacé et du Tertiaire. Les gisements houillers du Jurassique supérieur et du Crétacé font partie de prismes de roches clastiques d'étendue régionale qui se sont accumulés dans les domaines de l'avant-pays, intermontagneux et insulaire en réponse au diastrophisme associé, en partie, à l'accrétion de terranes. Les gisements les plus importants, et les seuls qui soient actuellement exploités, sont les gisements de charbon bitumineux du Domaine de l'avant-pays. Dans le Domaine intermontagneux, il existe des étages houillers du Jurassique et du Crétacé inférieur (?) dans la cuvette de Whitehorse, dans le bassin de Bowser et sur le flanc nord de l'arche de Skeena. Les étages houillers de la cuvette de Whitehorse et du secteur de Groundhog du bassin de Bowser renferment les seuls gisements importants d'anthracite de la Cordillère. Dans le Domaine insulaire, du charbon bitumineux et de l'anthracite sont logés dans les roches jurassiques des îles de la Reine-Charlotte, et un charbon bitumineux à haute teneur en matières volatiles, dans les roches du Crétacé supérieur de l'île de Vancouver. Des gisements du Tertiaire, très répandus à travers la Cordillère centrale et septentrionale, renferment des ressources considérables en charbon bitumineux et subbitumineux ainsi qu'en lignite. Les étages houillers du Tertiaire sont pour la plupart des gisements locaux dans des bassins limités par des failles; le gisement de Hat Creek, d'une épaisseur de 370 m, est l'un des plus puissants au monde. Les ressources totales en charbon de la Cordillère sont estimées à environ 71 000 millions de tonnes.

Les indices d'uranium documentés sont peu nombreux dans la Cordillère. Deux provinces uranifères se distinguent nettement. La première est située dans la région d'Okanagan, dans le sud des domaines d'Omineca et intermontagneux, où les gisements ont pour hôtes des roches clastiques dans des vallées du paléoréseau hydrographique entaillées principalement dans un granite du Crétacé et les roches métamorphiques qui lui sont associées. La deuxième province se trouve dans les monts Wernecke, dans le nord du Domaine de l'avant-pays, où de nombreux gisements à forte teneur en uranium sont associés à du cuivre, de l'or et de l'argent dans des mégabrèches du Protérozoïque moyen. Le thorium n'est actuellement pas exploité dans la Cordillère, bien que présent en concentrations anomales dans certains plutons du Crétacé tardif et du Tertiaire dans le nord des domaines intermontagneux et d'Omineca, ainsi que dans les monts Bugaboo du Domaine d'Omineca méridional.

Des systèmes géothermiques de haute température, suffisamment puissants pour produire de l'énergie électrique, sont associés au volcanisme du Néogène. Deux systèmes hydrothermaux ont été reconnus dans la ceinture volcanique de Garibaldi (Cascades), et il pourrait en exister d'autres dans les ceintures volcaniques d'Anahim et de Stikine. Si la présence de ces ressources était ultimement prouvée, et si elles étaient exploitées, on estime que l'installation d'une puissance de 100 MW épuiserait les ressources hydrothermales des trois ceintures en l'espace d'une cinquantaine d'années; les systèmes à faible température qui leur sont associés seraient épuisés en 150 ans environ.

La variabilité de la topographie dans la Cordillère a un effet marqué sur la formation et la répartition des précipitations. Conjugués à la complexité de la lithologie, ces deux facteurs contribuent à déterminer comment et dans quelle mesure sont alimentés les réseaux d'eaux souterraines. Les montagnes du Domaine insulaire et le flanc occidental du Domaine côtier sont des zones humides séparées par une dépression côtière un peu plus sèche. Le Domaine intermontagneux, au relief comparativement bas, est sec et limité à l'est par le versant occidental humide des Rocheuses et des chaînes de montagnes du Domaine d'Omineca. À l'intérieur de chacune de ces régions, les caractéristiques hydrodynamiques des réseaux d'eaux souterraines dépendent de divers facteurs, dont la pente des surfaces, la lithologie, le style structural et la répartition des dépôts de surface non consolidés qui constituent les principales sources d'approvisionnement en eaux souterraines.

Yorath, C. J., Gordy, P.L., Williams, G.K., Bustin, R.M., Bell, R.T., Souther, J.G. et Halstead, E.C.

1991: Ressources en énergie et en eaux souterraines de la Cordillère canadienne; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 20, rév. par H. Gabrielse et C.J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America).

PARTIE A. HYDROCARBURES

C.J. Yorath, P.L. Gordy et G.K. Williams

Sauf de rares exceptions, l'exploration pétrolière de la Cordillère a été confinée au Domaine de l'avant-pays et au Domaine insulaire, et des découvertes n'ont eu lieu que dans la première (fig. 20-1). La description des ressources en hydrocarbures de la Cordillère qui est présentée ci-après sera brève. Le lecteur trouvera un exposé plus complet à ce sujet dans le volume «La couverture sédimentaire du craton au Canada» (Géologie du Canada, n° 5).

Ressources en hydrocarbures du Domaine de l'avant-pays

Les ressources en pétrole et en gaz du Domaine de l'avant-pays (fig. 20-2) gisent principalement dans des réservoirs carbonatés du Paléozoïque et du Trias et dans des réservoirs gréseux du Crétacé, ainsi que dans des structures associées principalement à des failles de chevauchement. À l'exception des champs pétrolifères de Turner Valley (fig. 20-3) et de Norman Wells, les accumulations majeures sont principalement des gisements de gaz naturel acide dont les réserves récupérables initiales établies sont estimées à 375×10^9 m^3. Les réserves de pétrole récupérables à Turner Valley et à Norman Wells sont respectivement estimées à 22 et 43×10^6 m^3 (Alberta Energy Resources Conservation Board ST 85-18; ministère de l'Énergie, des Mines et des Richesses pétrolières de la Colombie-Britannique, 1983; Kempthorne et Irish, 1981).

La zone structurale des Foothills, en Alberta, peut être grossièrement divisée en un secteur est et un secteur ouest, selon l'espacement, le degré de séparation stratigraphique et le rejet des failles de chevauchement listriques. Presque tous les pièges structuraux du secteur est sont des nappes de charriage uniques (p. ex. les champs de Pincher Creek et de Jumping Pound) ou superposées (p. ex. les champs de Jumping Pound West et de Stolberg) qui présentent, au niveau des réservoirs carbonatés du Mississippien, de faibles déplacements (fig. 20-2). La capacité des pièges dépend de l'étendue des réservoirs dans les roches carbonatées du Groupe de Rundle, de la longueur des nappes de charriage dans la direction des couches, des déplacements horizontaux et du degré de soulèvement vertical au-dessus du gradient régional du Mississippien. Les shales marins de la Formation de Fernie (Jurassique) constituent une roche imperméable de couverture efficace et, comme presque tous les pièges sont fermés par des failles, on présume que les plans de faille assurent l'étanchéité sur les flancs orientaux des structures (fig. 20-3). Il semble que la plupart des structures des Foothills orientaux où il s'est développé suffisamment de réservoirs sont remplies de gaz à capacité.

Dans les Foothills occidentaux, les failles de chevauchement présentent généralement des rejets considérables, de l'ordre de plusieurs dizaines de kilomètres, et s'enfoncent suffisamment pour disloquer les couches réservoirs du Mississippien et du Dévonien. Souvent, plusieurs nappes de charriage comportant des roches paléozoïques sont superposées en un vaste anticlinal, pour ainsi former de multiples pièges et réservoirs (p. ex. les champs de Waterton, de Panther River et de Moose Mountain; fig. 20-4 et 20-5; planche 32). Toutefois, toutes les structures fermées ne sont pas remplies à capacité, probablement en raison d'une maturation et d'une migration complexes, ou encore à cause de l'absence de roches de couverture imperméables adéquates. Les shales organiques minces mais très répandus de la Formation d'Exshaw, à la base de la coupe mississippienne, sont considérés comme une des principales roches mères des accumulations des Foothills.

Dans le nord-est de la Colombie-Britannique, la zone structurale des Foothills est moins nettement définie; les failles de chevauchement caractérisées par des déplacements considérables passent vers le nord-ouest à des plis de grande amplitude, à des chevauchements non émergents et à des chevauchements secondaires à faible déplacement. Les réservoirs de gaz se sont formés dans

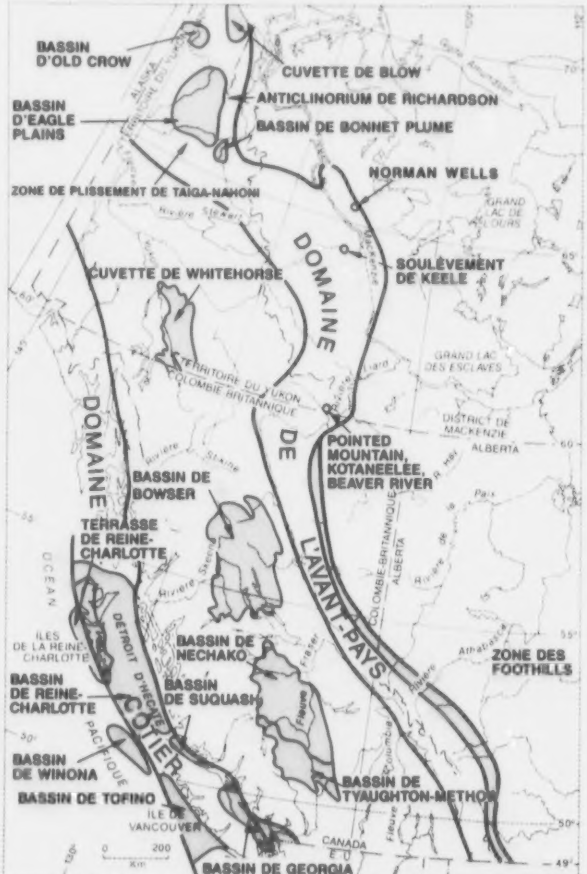


Figure 20-1. Carte illustrant la répartition des zones d'intérêt en hydrocarbures dans la Cordillère canadienne. (Le «bassin de Bowser» comprend également le bassin de Sustut).

des roches carbonatées du Mississippien (champs de Sikanni et de Cypress) et du Trias (p. ex. le champ de Sukunka), ainsi que dans des roches clastiques du Crétacé inférieur (p. ex. les champs de Buick Creek et de Rigel) et du Jurassique (champ de Grizzly) (fig. 20-5). Les roches clastiques du Crétacé inférieur renferment également des quantités importantes de pétrole (p. ex. le champ d'Aitken Creek). Comme dans les Foothills, en Alberta, les pièges se situent en bordure des parties frontales des nappes de charriage et sont associés à des anticlinaux de faible relief. Les pièges stratigraphiques peuvent être importants dans les champs les plus à l'est. Dans cette région, 31 champs de gaz et un champ de pétrole ont été mis en valeur.

L'exploration pétrolière de la partie externe de l'arc de Mackenzie s'est révélée beaucoup moins fructueuse, peut-être en raison du fait que tous les réservoirs potentiels sont érodés en surface dans plusieurs buttes témoins du Paléozoïque et le long des nombreux chaînons des monts

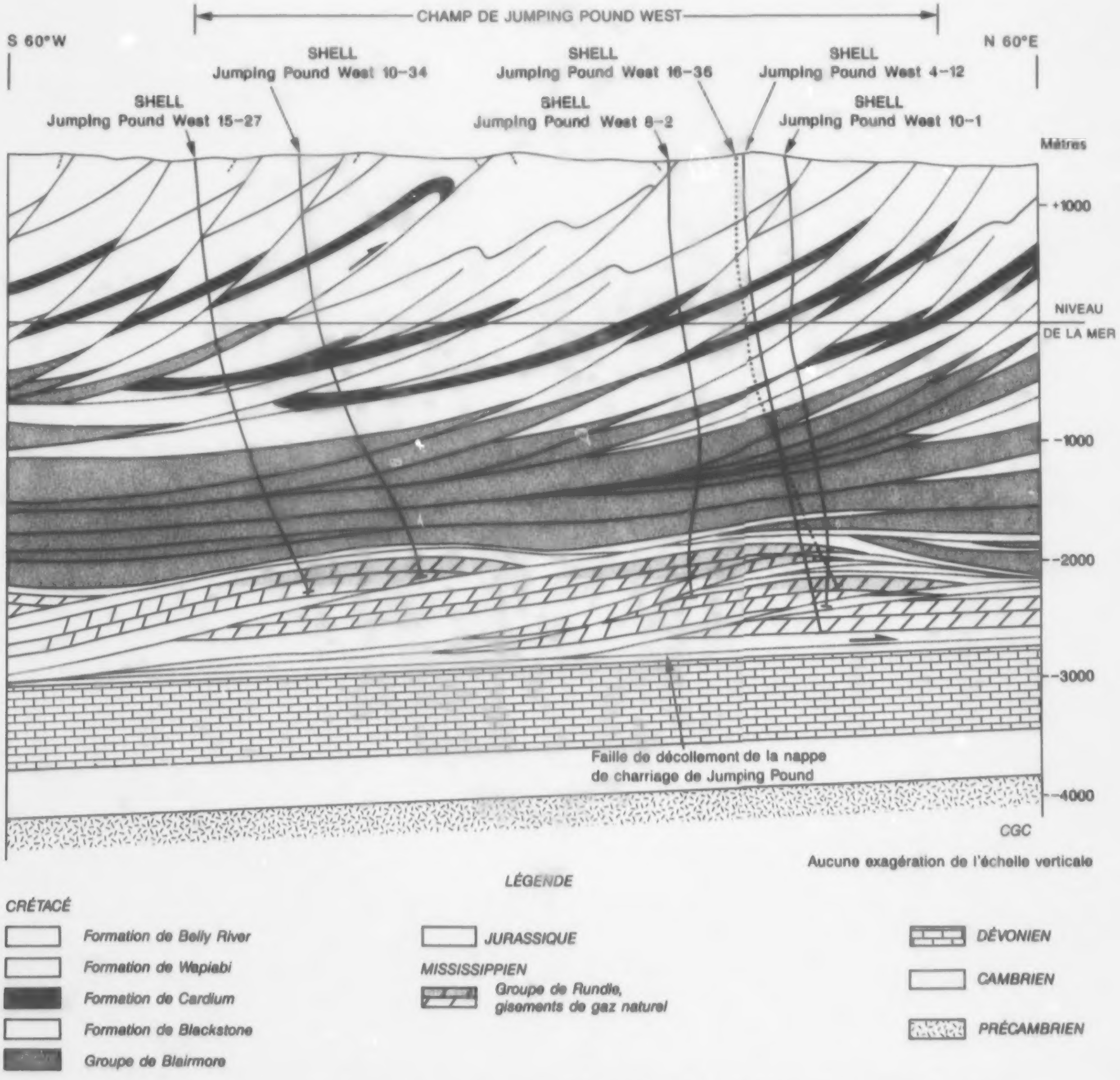


Figure 20-2. Coupe structurale du champ de Jumping Pound West, en Alberta (modifié de F.R. Frey, Shell Canada Resources Ltd.). La position de la coupe est indiquée à la figure 20-5B.

Franklin. Le style structural s'exprime par de grands plis droits arqués en échelon et des failles de chevauchement secondaires à l'intérieur d'un vaste synclinorium. À l'extrémité méridionale de l'arc de Mackenzie, les accumulations de gaz de Beaver River, de Pointed Mountain et de Kotaneelee sont piégées dans des carbonates du Dévonien moyen déformés en de larges anticlinaux qui pourraient être associés à des failles de chevauchement (fig. 20-1).

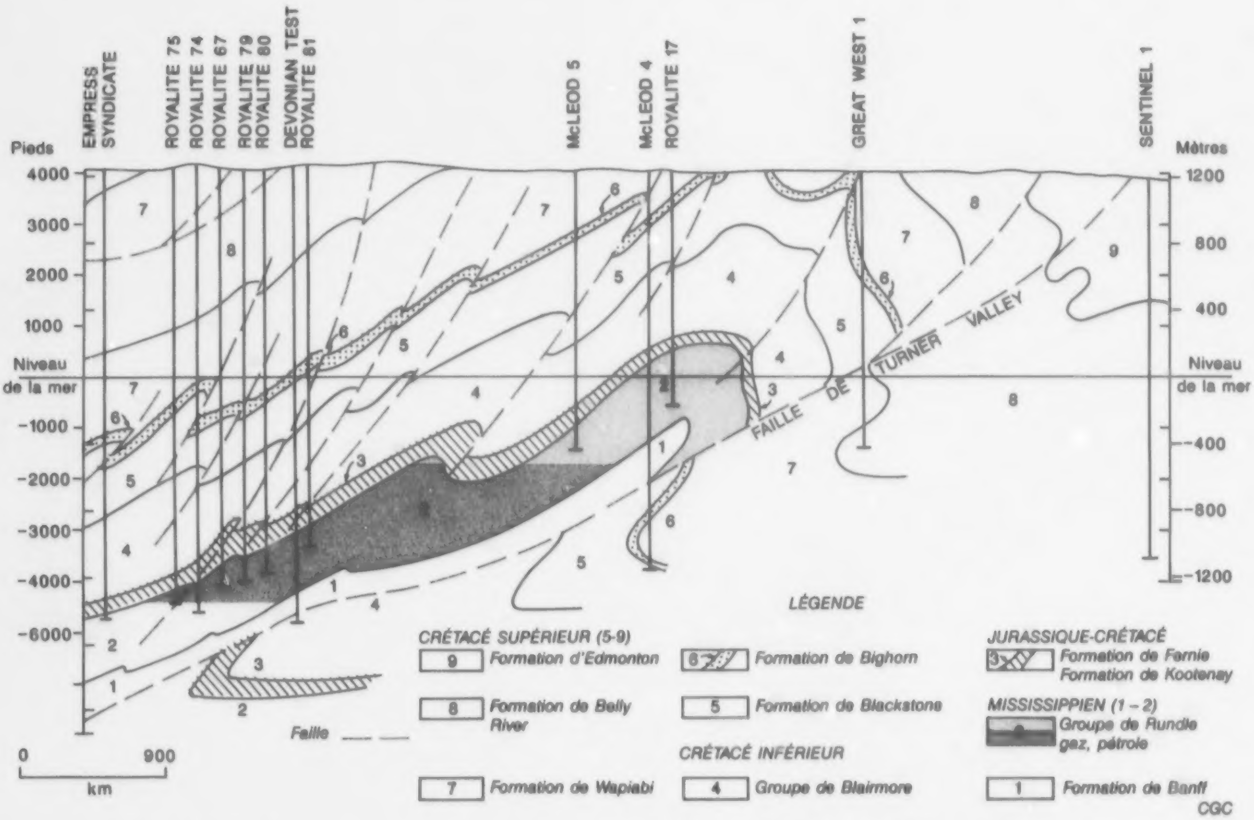


Figure 20-3. Coupe structurale de la partie centrale du champ pétrolifère et gazéifère de Turner Valley, en Alberta (modifié de Gallup, 1951). La position de la coupe est indiquée à la figure 20-5A.

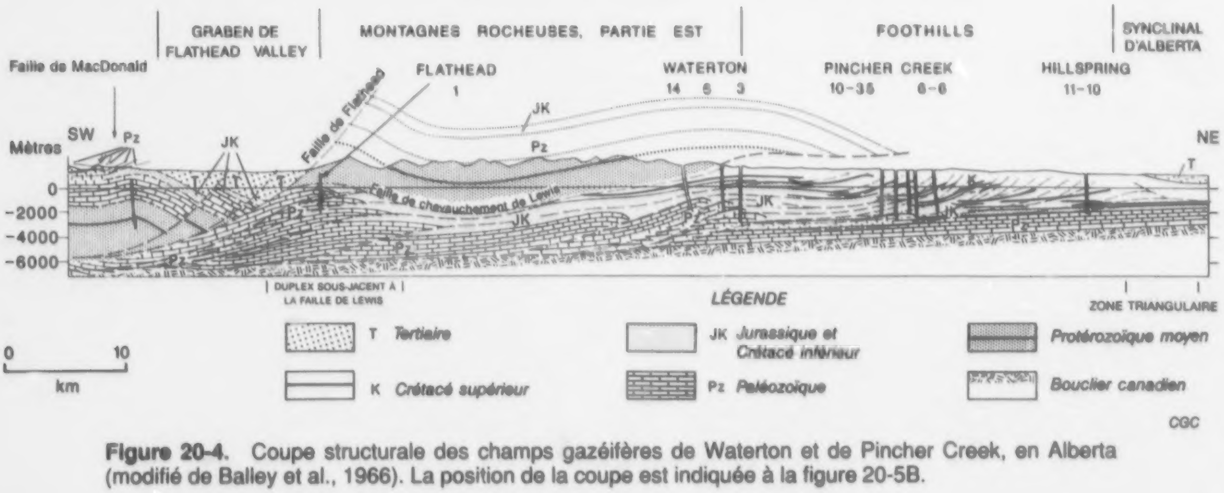


Figure 20-4. Coupe structurale des champs gazéifères de Waterton et de Pincher Creek, en Alberta (modifié de Bailey et al., 1966). La position de la coupe est indiquée à la figure 20-5B.

Ces champs renferment collectivement des réserves initiales de gaz marchand estimées à 14,5 x 10^9 m^3. Plus au nord, le champ pétrolifère de Norman Wells consiste en un piège récifal dans les roches carbonatées de la Formation de Ramparts du Dévonien moyen, sur le flanc occidental du chaînon Norman des monts Franklin. On croit que les roches mères de ce champ de pétrole sont les shales bitumineux sus-jacents et adjacents des formations dévoniennes de Canol et de Hare Indian.

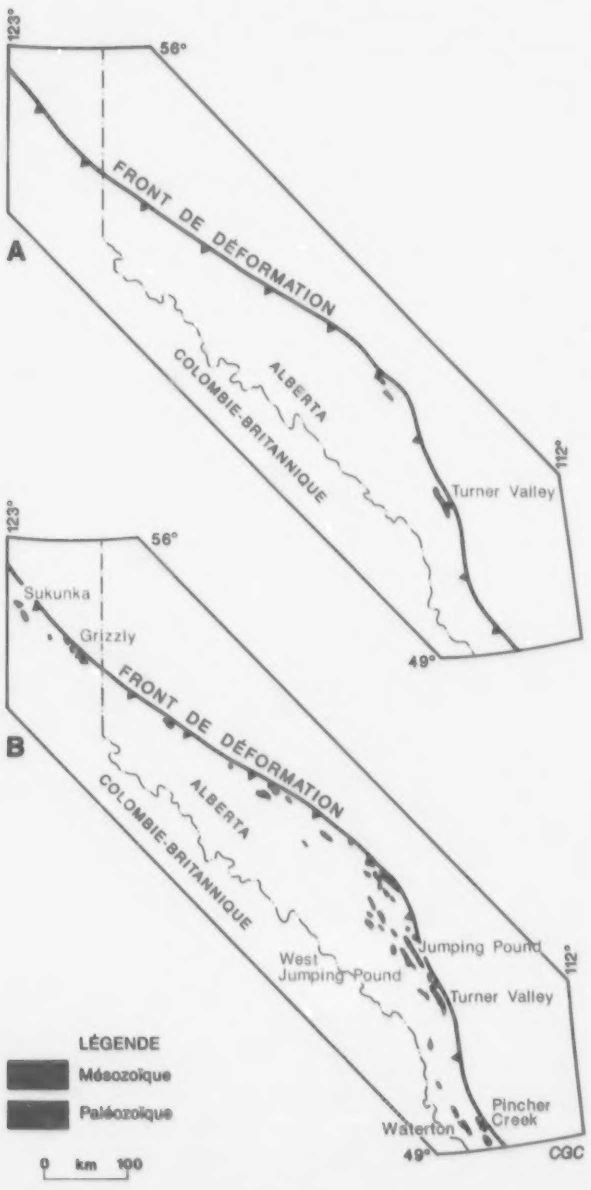


Figure 20-5. Répartition des principaux champs pétrolifères (A) et gazéifères (B) dans le sud de la Cordillère canadienne (modifié de Wallace-Dudley, 1982a, b).

Bien que 32 forages de reconnaissance n'aient pas permis d'identifier des réservoirs additionnels dans la formation récifale de Ramparts, les zones d'intérêt de ce genre sont de loin les plus prometteuses quant à la découverte de réserves additionnelles de pétrole dans la Cordillère septentrionale. À proximité, d'autres cibles prometteuses sont associées au soulèvement de Keele, où une découverte non commerciale de pétrole a été effectuée dans une dolomie poreuse du Cambro-Ordovicien qui se trouve immédiatement sous la discordance subcrétacée. À cet endroit, le pétrole aurait pour roche mère les shales crétacés susjacents, qui pourraient alimenter des roches poreuses s'échelonnant du Protérozoïque au Dévonien.

Dans plusieurs régions de la Cordillère septentrionale, la zone de transition entre les carbonates de plate-forme et le shale de bassin du Cambrien supérieur-Dévonien moyen constitue une importante cible stratigraphique. Les carbonates en bordure du banc carbonaté pourraient être récifoïdes et ainsi constituer, moyennant une roche de couverture imperméable adéquate, de bonnes roches réservoirs. Toutefois plusieurs puits d'exploration ont été forés sans recouper de faciès de réservoir. De plus, compte tenu des profondeurs d'enfouissement et des degrés élevés de maturation thermique qui en résultent, on ne peut guère espérer trouver mieux que du gaz sec dans une bonne partie de la région.

Le petit bassin de Bonnet Plume, à l'extrémité méridionale de l'anticlinorium de Richardson, se compose d'environ 1 500 m de strates non marines du Crétacé supérieur recouvrant le coeur profondément érodé de l'anticlinorium. La présence de gaz dans les strates du Crétacé demeure une possibilité; si des roches mères adéquates existaient dans les strates crétacées ou plus anciennes, des réservoirs remontant aussi loin qu'au Cambrien auraient de bonnes chances de contenir des hydrocarbures, comme c'est le cas des strates paléozoïques du soulèvement de Keele.

Dans le bassin d'Eagle Plains, des strates de toutes les périodes, sauf du Trias, sont présentes; les roches carbonatées dominent la succession du Cambrien supérieur-Dévonien moyen alors que les strates clastiques dominent les roches plus jeunes. Du pétrole et du gaz en quantités importantes ont été découverts dans 19 des puits forés dans les roches du Carbonifère et du Permien. Du gaz a été remonté des strates du Crétacé inférieur, et des roches réservoirs prometteuses sont présentes dans la dolomie poreuse de l'Ordovicien et du Dévonien inférieur-moyen (Martin, 1973).

Le bassin d'Old Crow, dans la partie nord-ouest du Yukon, reste virtuellement inexploré à ce jour, mais on estime qu'il renfermerait environ 1 500 m de roches clastiques du Mésozoïque recouvrant en discordance jusqu'à 3 000 m de roches clastiques et carbonatées du Dévonien au Permo-Carbonifère. Des roches mères et des roches réservoirs pourraient être présentes dans des pièges stratigraphiques et mixtes, mais on ne connaît pas l'évolution de ce bassin, ni du point de vue de la maturation thermique, ni du point de vue de la subsidence. Dans la cuvette de Blow, dans le nord du Yukon, la déformation structurale et l'érosion étendue des roches mères et roches réservoirs potentielles ont amenuisé les chances de découverte d'importantes réserves d'hydrocarbures. Jusqu'à maintenant trois puits ont été forés dans cette région.

Ressources en hydrocarbures du Domaine intermontagneux

Les principaux bassins sédimentaires du Domaine intermontagneux sont la cuvette de Whitehorse et les bassins de Bowser, de Nechako et de Tyaughton-Methow. La cuvette de Whitehorse s'est formée dans une position interarc, entre la Stikinie à l'ouest et la Quesnellie à l'est. Les sédiments de remplissage de ce bassin, intensément déformés, se composent de calcaires et de roches clastiques marines et non marines contenues dans l'intervalle Trias-Crétacé inférieur, parmi lesquels les calcaires du Groupe de Lewes River (Trias supérieur) constituent peut-être les meilleures roches réservoirs (Koch, 1973). Des échantillons recueillis dans le bassin contiennent de faibles quantités de gaz sec. Le bassin de Bowser, qui renferme des sédiments marins et non marins déposés dans l'intervalle du Jurasique moyen-Crétacé précoce, s'est formé sur la Stikinie et présente les carctéristiques d'un bassin d'avant-pays. Les calcaires du Paléozoïque supérieur et les roches volcaniques marines remaniées du Groupe de Hazelton, lesquelles ont été testées dans l'unique puits foré dans le bassin, sont considérés comme les principales cibles d'exploration (Koch, 1973). Dans les bassins de Nechako et de Tyaughton-Methow, la principale cible d'exploration, aux trois puits forés, est la séquence de roches clastiques et de calcaire du Groupe de Takla, qui s'échelonne du Trias supérieur au Jurassique inférieur; des imprégnations de pétrole ont été relevées dans les couches de clastites marines du Crétacé inférieur (Koch, 1973).

Dans tous les bassins du Domaine intermontagneux, les anticlinaux constituent le type de piège le plus probable. Les roches mères, qui s'échelonnent en âge du Permien précoce au Jurassique tardif, englobent les shales noirs riches en matière organique des groupes de Cache Creek, de Laberge et de Bowser Lake. Les roches du Permien, du Jurassique et du Crétacé pourraient offrir de bonnes possibilités comme réservoirs, moyennant des conditions de piégeage favorables. Plusieurs facteurs compliquent l'exploration de ces régions, dont le haut degré de métamorphisme thermique et la déformation intense des roches, qui ont probablement détruit une bonne proportion des hydrocarbures.

Ressources en hydrocarbures du Domaine insulaire

Les principaux bassins sédimentaires pétrolifères du Domaine insulaire sont le bassin de Georgia, qui s'étend sous le détroit du même nom et les basses terres adjacentes du Fraser, le bassin de Tofino, situé dans la plate-forme continentale au large de la côte occidentale de l'île de Vancouver, et le bassin de Reine-Charlotte (Queen Charlotte Basin), qui s'étend sous le bassin Queen Charlotte (Queen Charlotte Sound) et le détroit d'Hecate, de même que sous la partie nord-ouest des îles de la Reine-Charlotte. Le bassin de Winona, sur la partie de la plaque Explorer adjacente à la marge continentale du nord de l'île de Vancouver, et le bassin de Suquash, dans le nord-est de l'île de Vancouver et à proximité, pourraient théoriquement renfermer des hydrocarbures, mais ils ne sont pas considérés comme des sites d'intérêt, le premier étant difficile d'accès, et le second trop pauvre en sédiments.

Huit puits ont été forés dans la puissante succession deltaïque non marine du Tertiaire des basses terres du Fraser, près du bassin de Georgia et un autre a recoupé le Groupe de Nanaimo du Crétacé supérieur dans les îles Gulf. Actuellement, l'exploration du Groupe de Nanaimo, notamment au moyen de forages en diamètre réduit, se poursuit dans les sous-bassins de Nanaimo et de Comox sur la côte orientale de l'île de Vancouver. D'abondants réservoirs sont disponibles dans les couches tertiaires, mais ni roches mères ni pièges convenables n'ont été découverts. Le caractère non marin de la succession suggère la prédominance du gaz. Le Groupe de Nanaimo, en grande partie d'origine marine, présente plusieurs possibilités de pièges structuraux et stratigraphiques d'hydrocarbures; toutefois la porosité des roches de surface est généralement de 5 % ou moins. De plus, les données issues des analyses de la réflectance de la vitrinite et des analyses stratigraphiques semblent indiquer qu'une grande partie du bassin a été enfouie dans des conditions de régime thermique faible à modéré.

La succession tertiaire du bassin de Tofino a été testée dans six puits (Shouldice, 1973). Des indices de gaz ont été relevés ici et là dans des strates marines du Miocène et du Pliocène soumises à des pressions élevées. Les roches réservoirs potentielles sont généralement étanches, des minéraux argileux ayant colmaté les interstices de la porosité initiale des sédiments clastiques largement immatures. Malgré de multiples possibilités de pièges structuraux de grandes dimensions, aucune roche mère adéquate n'a été découverte à ce jour. De plus, la présence, au-dessous du bassin, de la plaque Juan de Fuca en subduction pourrait avoir atténué le régime thermique au point de stopper le processus de maturation au stade du gaz immature.

C'est probablement dans le bassin de Reine-Charlotte que, dans le Domaine insulaire, on a les meilleures chances de découvrir des ressources en hydrocarbures en quantités considérables. Quatorze puits ont recoupé le Tertiaire au nord-est de l'île Graham et au large des côtes, dans le détroit d'Hecate et le bassin Queen Charlotte, où un indice de pétrole a été observé dans des strates non marines du Pliocène (Shouldice, 1973). L'exploration a été interrompue vers la fin des années 60, mais les quantités considérables de données géologiques et géophysiques obtenues depuis ont contribué à raviver l'intérêt des sociétés pétrolières.

On croit que le bassin de Reine-Charlotte a été formé par un processus de rifting conjugué à une flexure lithosphérique, et qu'il s'est développé au-dessus et en travers de la suture entre la Wrangellie et le terrane d'Alexander (Yorath et Chase, 1981). Le modèle de rifting proposé admet un régime thermique et un style structural favorables à la maturation et au piégeage des hydrocarbures du Tertiaire (Yorath et Hyndman, 1983). Les roches mères des éventuels hydrocarbures de ce bassin pourraient se trouver dans la terrasse de Reine-Charlotte, au large de la côte occidentale des îles de la Reine-Charlotte. Cette terrasse est un prisme sédimentaire plissé sus-jacent à la plaque pacifique qui, à proximité de la faille transformante de Reine-Charlotte, se déplace vers le nord à raison d'environ 55 km/Ma. À l'époque de la formation du bassin, elle se trouvait peut-être au large de l'embouchure du bassin Queen Charlotte. Il existe des sources additionnelles d'hydrocarbures à l'intérieur des roches triasiques et jurassiques des îles de la Reine-Charlotte (Macauley, 1983; Cameron et Tipper, 1981), que l'on croit sous-jacentes à la

succession de roches sédimentaires et volcaniques tertiaires du bassin. Dans les îles de la Reine-Charlotte, des hydrocarbures existent dans le basalte vacuolaire du Tertiaire, et il s'en trouve aussi probablement dans les roches sédimentaires du Tertiaire au large des côtes (Sutherland Brown et al., 1983).

Des hydrocarbures pourraient s'être formés dans les formations de Haida et de Honna du Groupe de Queen Charlotte, moyennant la présence de roches de couverture imperméables et de roches mères adéquates. Les récentes tentatives d'exploration sous les épaisses laves tertiaires de la Formation de Masset, dans les îles de la Reine-Charlotte, n'ont rien donné.

PARTIE B. HOUILLE

R.M. Bustin

Dans la Cordillère canadienne, les gisements houillers sont très répandus dans des strates dont l'âge s'échelonne du Jurassique au Tertiaire. Un grand nombre d'entre eux ont été explorés de manière approfondie et certains ont été mis en valeur, mais d'autres, en particulier dans les parties centrale et septentrionale de la Cordillère, n'ont fait l'objet que d'une exploration sommaire. La plus grande partie du charbon extrait provient de couches de houille du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur, dans les Rocheuses et les Foothills du Domaine de l'avant-pays, où sont extraits des charbons bitumineux peu et moyennement volatils. L'actuelle production de charbon dans la Cordillère est de l'ordre de 20 millions de tonnes par année; d'autres mines pourraient venir s'ajouter, selon la demande du marché.

La répartition, l'âge et le rang des principaux gisements de charbon de la Cordillère sont résumés à la figure 20-6. Suivant la stratigraphie, les gisements de la Cordillère peuvent être répartis en deux grandes catégories : les gisements de l'intervalle Jurassique supérieur-Crétacé supérieur et les gisements du Tertiaire. Des couches de houille du Jurassique supérieur-Crétacé supérieur existent dans les domaines de l'avant-pays, intermontagneux et insulaire. Ces charbons font partie d'une molasse d'étendue régionale, qui s'est accumulée suite aux mouvements tectoniques associés à l'accrétion de terranes. En revanche, les charbons du Tertiaire sont principalement des accumulations locales dans des bassins limités par des failles, dont la formation résulte des mouvements d'extension associés à des décrochements dextres. Ces gisements sont présents partout dans la Cordillère centrale et septentrionale, et par endroits dans la Cordillère occidentale.

Domaine de l'avant-pays

Les gisements houillers du Domaine de l'avant-pays se trouvent dans les Front Ranges et les Foothills, et s'étendent de la frontière canado-américaine jusqu'au nord de la rivière de la Paix. Il existe quatre principales séquences contenant du charbon (fig. 20-7): la Formation de Mist Mountain (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ?), la Formation de Gething (Albien-Aptien), les formations de Gates et de Malcom Creek (Albien) et le Groupe de Saunders (Crétacé sommital-Paléocène). Collectivement, les couches de houille font partie du prisme de roches clastiques du bassin d'avant-pays qui, à partir des domaines d'Omineca et de l'avant-pays, s'est étendu vers l'est au cours de la période du Jurassique tardif au Tertiaire. La stratigraphie détaillée des couches de charbon indique des transgressions et des régressions majeures et mineures, ainsi que des intervalles d'érosion généralisée (voir chapitre 9).

Au Jurassique tardif, un passage marin de grande étendue s'étant formé aux abords de l'orogène de la Cordillère en surrection a été le site de dépôt des sédiments marins et des sédiments marins transitionnels de la partie supérieure de la Formation de Fernie. Ensuite, du Jurassique terminal au Crétacé précoce, des cours d'eau coulant vers l'est et vers le nord ont construit des deltas le long de la marge occidentale du passage marin, où se sont accumulés les gisements houillers puissants et d'étendue latérale importante de la Formation de Mist Mountain du Groupe de Kootenay. Au nord de la rivière Saskatchewan-Nord se sont déposées les strates équivalentes de la Formation de Nikanassin, et plus loin au nord, celles du Groupe de Minnes (fig. 20-7). Chacune de ces séquences renferme du charbon, mais sur de faibles épaisseurs, dont l'exploitation n'est pas rentable.

Les couches de houille de la Formation de Mist Mountain ont jusqu'à 1 000 m d'épaisseur près d'Elkford (Colombie-Britannique); à l'est, par contre, elles sont plutôt minces, d'abord à cause d'un faible taux de sédimentation, ensuite en raison d'une érosion antérieure au dépôt de la Formation de Cadomin (préalbienne). Près de Blairmore (Alberta), la formation est épaisse de 74 m environ, et plus à l'est elle est absente. Le nombre de couches exploitables diffère selon les gisements. Les champs houillers de Crowsnest, d'Elk et de Flathead renferment plus de 10 couches exploitables d'une épaiseur combinée de 80 m. Les couches les plus épaisses ont une quinzaine de mètres. À l'est de la faille de chevauchement de Lewis, le nombre de couches exploitables est moins élevé, et dans plusieurs localités il n'y en a qu'une seule. Le champ houiller de Cascade, dans la vallée de la rivière Bow près de Canmore (Alberta), compte entre cinq et huit couches dont l'épaisseur varie de 1,5 à 4 m.

Le charbon de la Formation de Mist Mountain est de qualité variable; il présente par endroits une teneur en cendres élevée, et les couches proches de la surface ont généralement subi une oxydation pénétrante. Ces charbons sont partout caractérisés par une faible teneur en soufre (moins de 1 %). Dans les champs houillers de Crowsnest, d'Elk et de Flathead, ainsi que dans les régions voisines du sud-est de la Cordillère, les charbons sont bitumineux, moyennement à peu volatils. Vers le nord, leur qualité augmente progressivement, et à Canmore (Alberta) (champ houiller de Cascade), on trouve une semi-anthracite.

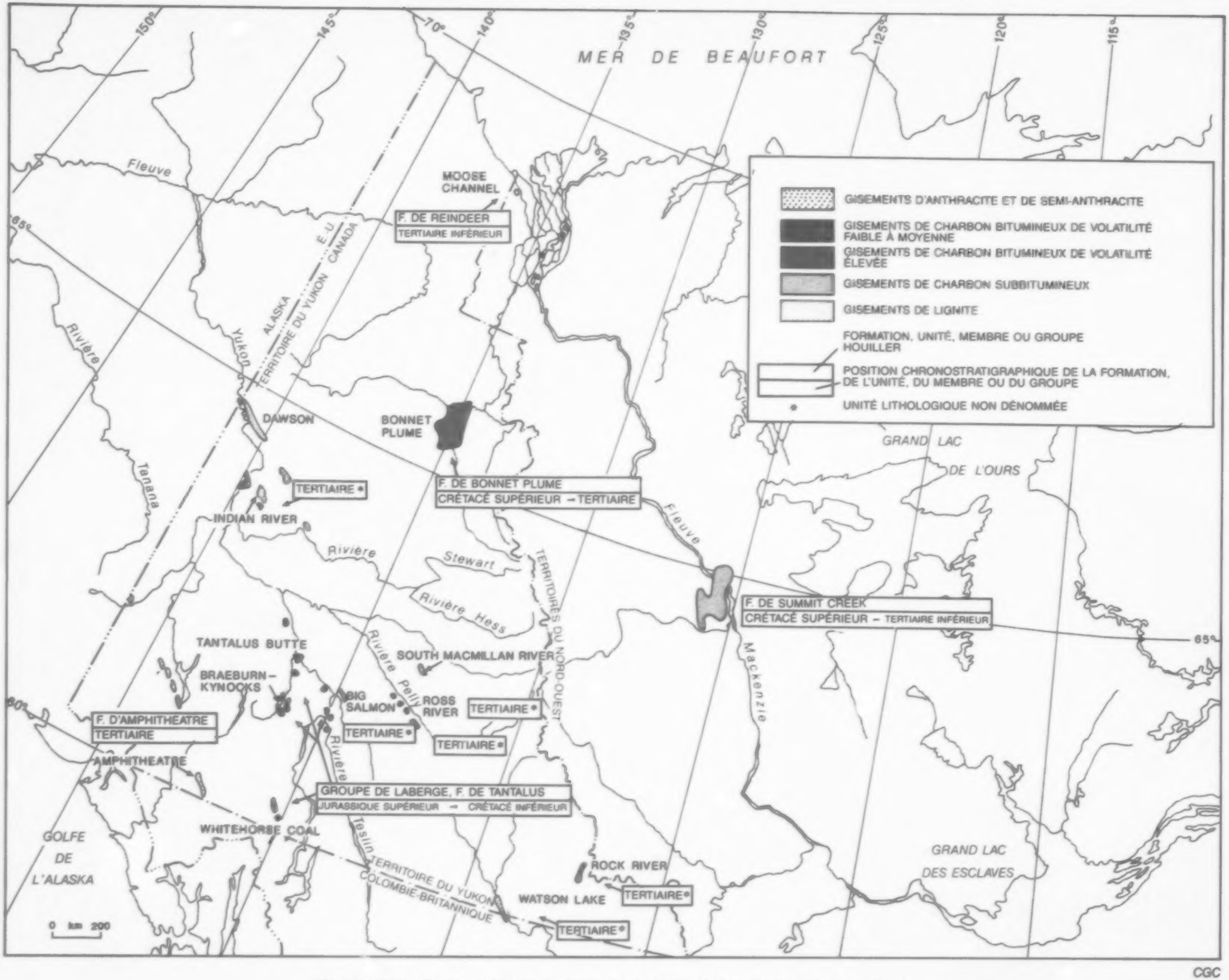
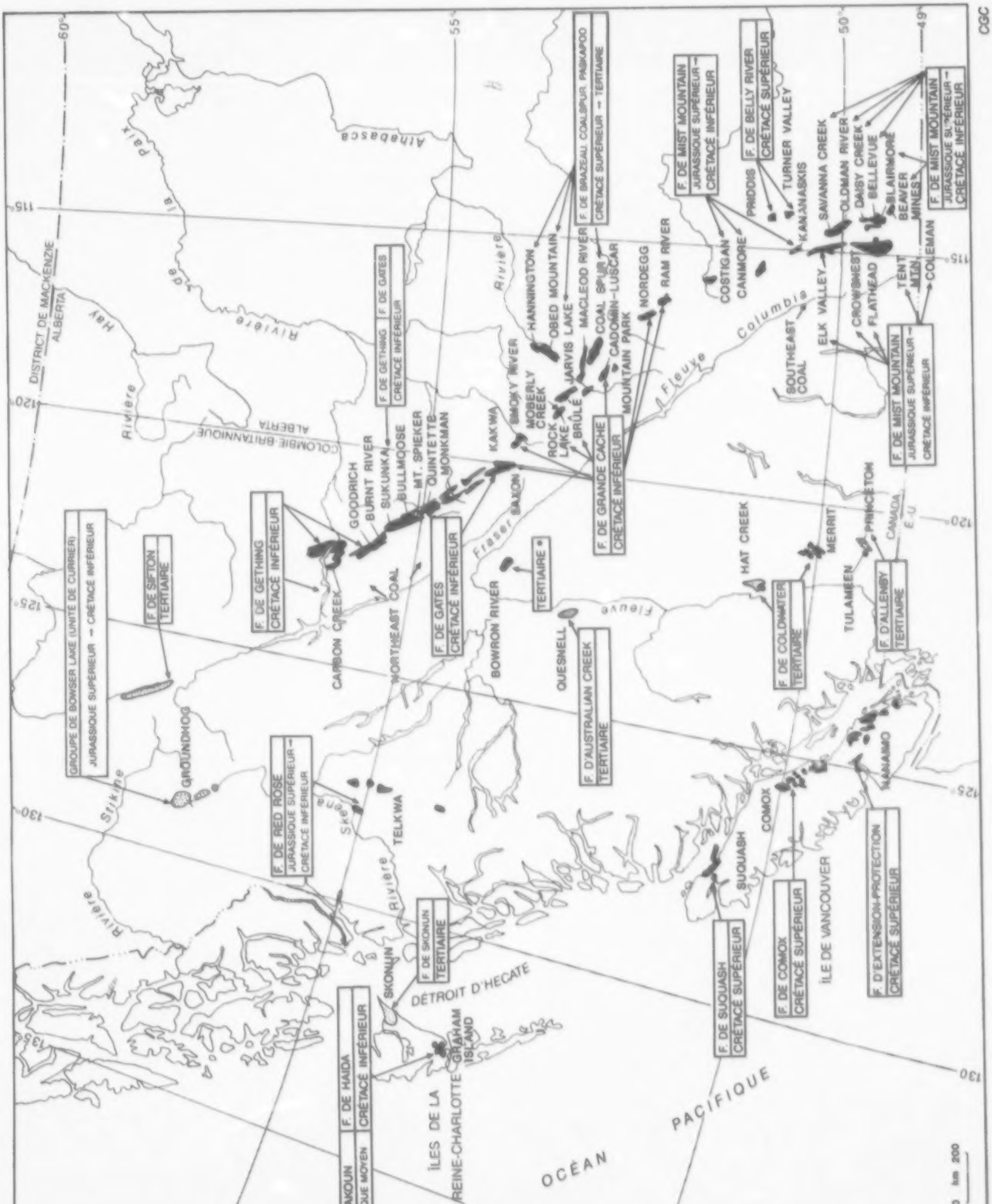


Figure 20-6. Répartition des gisements houillers dans la Cordillère canadienne.


CGC
0 km 200
OCÉAN PACIFIQUE
ÎLES DE LA REINE-CHARLOTTE
GRAHAM ISLAND
DÉTROIT D'HECATE
ÎLE DE VANCOUVER
DISTRICT DE MACKENZIE
ALBERTA
COLOMBIE-BRITANNIQUE
CANADA
É.-U.
Rivière Stikine
Skeena
Rivière
Rivière Hay
Rivière de la Paix
Athabasca
Rivière
Fleuve Fraser
Fleuve Columbia
F. DE YAKOUN
JURASSIQUE MOYEN
F. DE HAIDA
CRÉTACÉ INFÉRIEUR
F. DE SKONUN
TERTIAIRE
SKONUN
F. DE RED ROSE
JURASSIQUE SUPÉRIEUR – CRÉTACÉ INFÉRIEUR
TELKWA
GROUPE DE BOWSER LAKE (UNITÉ DE CURRIER)
JURASSIQUE SUPÉRIEUR – CRÉTACÉ INFÉRIEUR
GROUNDHOG
F. DE SIFTON
TERTIAIRE
F. DE GETHING
CRÉTACÉ INFÉRIEUR
CARBON CREEK
GOODRICH
BURNT RIVER
SUKUNKA
BULLMOOSE
MT. SPIEKER
QUINTETTE
MONKMAN
NORTHEAST COAL
F. DE GETHING
CRÉTACÉ INFÉRIEUR
F. DE GATES
F. DE GATES
CRÉTACÉ INFÉRIEUR
BOWRON RIVER
SAXON
KAKWA
TERTIAIRE
QUESNELL
F. D'AUSTRALIAN CREEK
TERTIAIRE
F. DE GRANDE CACHE
CRÉTACÉ INFÉRIEUR
SMOKY RIVER
MOBERLY CREEK
ROCK LAKE
BRÛLÉ
JARVIS LAKE
HANNINGTON
OBED MOUNTAIN
MACLEOD RIVER
COAL SPUR
CADOMIN–LUSCAR
MOUNTAIN PARK
NORDEGG
RAM RIVER
F. DE BRAZEAU, COALSPUR, PASKAPOO
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR – TERTIAIRE
HAT CREEK
MERRITT
F. DE COLDWATER
TERTIAIRE
PRINCETON
TULAMEEN
F. D'ALLENBY
TERTIAIRE
COSTIGAN
CANMORE
F. DE MIST MOUNTAIN
JURASSIQUE SUPÉRIEUR – CRÉTACÉ INFÉRIEUR
PRIDDIS
TURNER VALLEY
KANANASKIS
F. DE BELLY RIVER
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
SAVANNA CREEK
OLDMAN RIVER
DAISY CREEK
BELLEVUE
BLAIRMORE
BEAVER MINES
COLEMAN
TENT MTN
CROWSNEST
FLATHEAD
ELK VALLEY
SOUTHEAST COAL
F. DE MIST MOUNTAIN
JURASSIQUE SUPÉRIEUR – CRÉTACÉ INFÉRIEUR
F. DE MIST MOUNTAIN
JURASSIQUE SUPÉRIEUR – CRÉTACÉ INFÉRIEUR
SUQUASH
F. DE SUQUASH
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
COMOX
F. DE COMOX
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
NANAIMO
F. D'EXTENSION-PROTECTION
CRÉTACÉ SUPÉRIEUR
60°
55°
50°
49°
115°
120°
125°
130°
135°

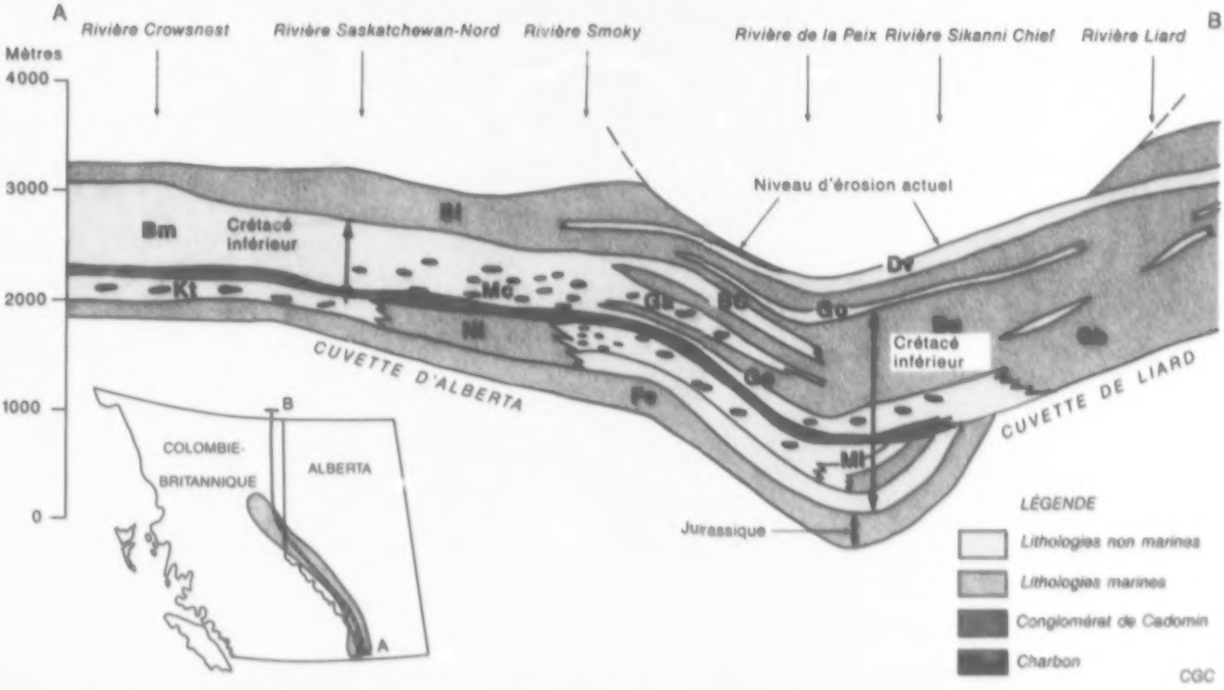


Figure 20-7. Coupe structurale reconstituée, d'orientation SE-NW, s'étendant le long des Rocheuses et des Foothills, en Alberta et en Colombie-Britannique (modifié de Stott, 1974 et 1984).

Bl - Formation de Blackstone
Dv - Formation de Dunvegan
Bm - Groupe de Blairmore
Mc - Formation de Malcom Creek
Go - Formation de Goodrich
BC - Formation de Boulder Creek
Ga - Formation de Gates
Ge - Formation de Gething
Bu - Formation de Buckinghorse
Gb - Formation de Garbutt
Kt - Groupe de Kootenay
Ni - Formation de Nikanassin
Mi - Groupe de Minnes
Fe - Formation de Fernie

Depuis 90 ans, on extrait du charbon en de nombreux endroits répartis dans tous les champs houillers de la Formation de Mist Mountain. La production actuelle provient des champs houillers de Crowsnest et d'Elk Valley, où sont extraites chaque année approximativement 9 millions de tonnes de charbon métallurgique et 3 millions de tonnes de charbon thermique.

Un soulèvement majeur postérieur au Valanginien a entraîné une érosion de l'avant-fosse et, conséquemment, un biseautage progressif des sédiments de la Formation de Nikanassin et des groupes de Kootenay et de Minnes, ainsi que des couches plus anciennes à l'est. Le long de la marge orientale de la Cordillère, du conglomérat et du grès de la Formation de Cadomin se sont déposés sur la surface d'érosion. L'intervalle de l'Aptien-Albien a été marqué par une transgression majeure d'une mer boréale en direction du sud. Au sud de cette transgression, dans les Foothills entre les rivières de la Paix et Smoky, les couches de houille de la Formation de Gething (Aptien-Albien initial) font apparemment partie d'un complexe deltaïque (Stott, 1982). Plus loin au sud, la Formation de Gething passe latéralement aux dépôts lacustres, estuariens et de plaine alluviale, à grain fin, de la Formation de Gladstone (Stott, 1984), qui ne contient que des couches de charbon, trop minces, non rentables.

Les couches de houille de la Formation de Gething présentent des possibilités économiques dans un certain nombre de régions, mais ne sont actuellement pas exploitées. Dans la région du ruisseau Carbon, on dénombre jusqu'à 50 couches de charbon, dont 12 ont une épaisseur supérieure à 1,5 m, et quelques-unes atteignent 4 m. Les rapports font état de ressources en charbon considérables dans les régions des ruisseaux Dowling, Willow, Hasler et Norman, aux abords de la rivière de la Paix, au col Pine et à la rivière Sukunka. Dans ces régions, les ressources les plus importantes sont confinées dans une ou deux couches.

Le rang du charbon de la Formation de Gething diminue progressivement du coeur du synclinal d'Alberta (semi-anthraciteux) à la bordure occidentale des Foothills (bitumineux, de très à peu volatil), en raison d'une moindre profondeur d'enfouissement préorogénique. Dans la région de la rivière de la Paix, du charbon de la Formation de Gething a été extrait par intermittence entre 1908 et la fin des années 60. Il n'y a actuellement aucune production significative.

Au cours de l'Aptien, la transgression de la mer boréale s'est poursuivie vers le sud jusqu'à l'agglomération de Cadomin, amenant le dépôt de la Formation de Moosebar. Elle a été suivie par un recul de la ligne de rivage vers le nord, et par une progradation des couches de houille deltaïques et alluviales de la Formation de Gates. Des charbons économiquement exploitables se sont accumulés à partir des environs de la rivière Pine, au nord-est de la Colombie-Britannique, jusqu'au ruisseau Waiparous, à 700 km au sud. Plus loin au sud, cet intervalle stratigraphique est représenté par une partie de la Formation de Beaver Mines, d'origine non marine, qui est complètement dépourvue de charbon commercialement exploitable. Dans les plaines à l'est, dans le centre de l'Alberta, des strates équivalentes attribuées au Groupe de Mannville renferment de puissantes couches de charbon.

Dans la région de Sukunka-Monkman, la Formation de Gates atteint une épaisseur de 263 m et renferme par endroits jusqu'à 11 couches de charbon. On a circonscrit plusieurs zones minières d'intérêt renfermant des couches de charbon dont l'épaisseur cumulative est de 22 m en moyenne (Northeast Coal, 1977). Du charbon est actuellement produit dans les régions du mont Spieker-Bullmoose et de Quintette (fig. 20-6).

Le Membre de Grande Cache de la Formation de Gates a 130m d'épaisseur à la crête Torrens, en Alberta près de la frontière de la Colombie-Britannique, et s'amincit vers le sud-est jusqu'à 15 m au ruisseau Waiparous (McLean, 1982). Le Membre de Grande Cache renferme jusqu'à neuf couches de charbon, dont la plus épaisse est de 6 m. Les charbons du Membre de Grande Cache (antérieurement attribué au Groupe de Luscar; voir Holten et Mellon, 1972) sont exploités depuis 1911, la majeure partie de la production provenant des régions de Luscar, de Cadomin, de Mountain Park, de Nordegg et de Grande Cache. Actuellement il y a production dans les régions de Luscar et de Grande Cache.

Les charbons de la Formation de Gates sont bitumineux, très à peu volatils. Leur rang est maximal dans le synclinal d'Alberta et les Foothills externes, et diminue à l'ouest dans les Foothills internes.

Dans l'est du Domaine de l'avant-pays, la partie basale du prisme de roches clastiques du Crétacé supérieur est composée de couches marines et couches marines transitionnelles attribuées aux groupes d'Alberta et de Smoky. Les couches sus-jacentes marquent un intervalle régressif majeur, représenté dans le sud des Foothills par les formations de Belly River, de Bearpaw, de St. Mary River et de Willow Creek, et plus au nord par le Groupe de Saunders et la Formation de Wapiti. Dans les plaines du centre de l'Alberta, les strates équivalentes sont attribuées aux formations de Judith River et de Bearpaw, ainsi qu'au Groupe d'Edmonton. Les dépôts deltaïques et alluviaux du Groupe de Saunders, de la Formation de Wapiti et du Groupe d'Edmonton renferment de substantielles ressources en charbon subbitumineux et en charbon bitumineux très volatil; il y a par endroits, dans la Formation de Belly River, du charbon bitumineux très volatil.

Pendant le Crétacé tardif et le Paléocène, les couches de houille du Domaine de l'avant-pays ont été plissées et faillées. Partout dans les champs houillers de la partie orientale du Domaine de l'avant-pays, le style structural des couches a une grande influence sur l'exploitabilité du charbon. Les couches sont cisaillées à divers degrés et, par endroits, épaissies ou amincies. Au mont Coal, dans le champ houiller de Crowsnest, par exemple, la couche de houille basale de la Formation de Mist Mountain, dont l'épaisseur moyenne est de 20 m, a été structuralement épaissie à plus de 100 m dans les zones de charnière des synclinaux.

La Formation de Belly River renferme de nombreuses couches de houille minces et, par endroits, des couches d'un charbon bitumineux très volatil dont l'épaisseur atteint 2,5 m. Ce charbon a été exploité dans certaines localités, mais jamais en grandes quantités; d'ailleurs, on ne pense pas qu'il en existe des ressources considérables. Dans la région des plaines à l'est, des strates équivalentes à la Formation de Belly River renferment d'importantes ressources en charbon.

Dans la partie centrale des Foothills, le Groupe de Saunders recèle des ressources considérables; celles-ci sont confinées dans l'intervalle Maastrichtien-Paléocène de la Formation de Coalspur, dans les régions de Coal Valley, de la rivière Brazeau et de la rivière Athabasca, et autour. La Formation de Coalspur a une épaisseur approximative de 250 m et englobe au moins huit zones renfermant des charbons bitumineux très volatils, dont l'épaisseur cumulative atteint environ 48 m. Vers le sud-est, depuis la région de Coal Valley, on observe une diminution marquée du nombre de couches et de leur épaisseur. Les gisements houillers du Groupe de Saunders sont exploités depuis le début du siècle, et la région de Coal Valley en extrait actuellement environ 2 millions de tonnes de charbon par année. Dans les plaines du nord de l'Alberta, des ressources en charbon importantes se trouvent dans des strates équivalantes de la Formation de Wapiti et, plus à l'est, dans le Groupe d'Edmonton.

Domaine intermontagneux

Dans le Domaine intermontagneux, des couches de houille du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur sont présentes dans trois grandes régions: la cuvette de Whitehorse au Yukon, la région houillère de Groundhog du bassin de Bowser, et le champ houiller de Telkwa sur le flanc septentrional de l'arche de Skeena. Dans ces régions, le charbon forme des gisements paraliques, gisements qui ont caractérisé la sédimentation sur une bonne partie du Domaine intermontagneux au Jurassique et au Crétacé et qui ont été plissés, faillés et, par endroits, recoupés par des intrusions au Crétacé tardif et au Tertiaire (Tipper et Richards, 1976; Bustin et Moffat, 1983).

Dans la cuvette de Whitehorse, le charbon est situé dans la partie supérieure du Groupe de Laberge (Jurassique) et dans la Formation de Tantalus (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur ?) entre Carmacks et Whitehorse (Wheeler, 1961). La partie supérieure du Groupe de Laberge a plus de 1 000 m d'épaisseur et renferme jusqu'à huit couches de houille d'une épaisseur cumulative de 18 m (Milner et Craig, 1973). La Formation de Tantalus qui le recouvre est épaisse de 1 500 m et comprend par endroits au moins trois couches qui ont ensemble une épaisseur de 8 m. Les couches de houille du Groupe de Laberge et de la Formation de Tantalus sont faillées, plissées et par endroits recoupées par des intrusions ignées. Le charbon est principalement bitumineux, mais correspond à de l'anthracite autour des intrusions. Du

Tableau 20-1. Régions houillères de la Cordillère canadienne

Âge	Champ houiller	Formation (Groupe)	Rang du charbon	Réserves/Ressources (mégatonnes)	
Colombie-Britannique					
Tertiaire	Skonun	Skonun	lignite	0-1 000	(c)
Albien-Turonien	Skonun	Haida			
Bajocien-Callovien	Graham Island	Yakoun	bpv et bmv	100-800	(c)
Campanien à Maastrichtien	Suquash	Suquash	btv	27	(v)
Santonien	Comox (Cumberland)	Comox	btv	30,48	
Campanien	Nanaimo	Extension-Protection	btv	9,1-64	(c)
Juras. sup. à Crét. inf.	Groundhog	(Bowser Lake)	anthracite	-	-
Juras. sup. à Crét. inf.	Telkwa	Red Rose	btv et bmv	-	-
Paléocène	Bowron River	non dénommée	btv et bmv	73,6	(v)
Oligocène	Quesnel	Australian Creek	subbitumineux		
Tertiaire	Hat Creek	Coldwater	lignite	809	(v)
Tertiaire	Merritt	Coldwater	btv	18,2	(v)
Tertiaire	Tulameen	Allenby	btv	37,3	(v)
Tertiaire	Princeton	Allenby	lignite	10,0	(v)
				Total : 1 195,0 m. tonnes (v) 25 230,0 m. tonnes (c)	
C.-B. (sud-est)	Elk Valley	Mist Mountain			
Juras. sup. à Crét. inf.					
Juras. sup. à Crét. inf.	Crowsnest	Mist Mountain			
Juras. sup. à Crét. inf.	Flathead	Mist Mountain	bpv et bmv		
Juras. sup. à Crét. inf.	Tent Mountain	Mist Mountain			
Juras. sup. à Crét. inf.	Coleman*	Mist Mountain			
				Total : 575,0 m. tonnes (v) 8 100,0 m. tonnes (c)	
C.-B. (nord-est)	Carbon Creek	Gething	bpv et bmv	-	-
Crét. inf.					
Crét. inf.	Goodrich	Gething	bpv et bmv	-	-
Crét. inf.	Burnt River	Gething	bpv et bmv	-	-
Crét. inf.	Sukunka	Gething et Gates	bpv et bmv	-	-
Crét. inf.	Mount Spieker	Gething et Gates	bpv et bmv	520 (c)	
Crét. inf.	Bullmoose	Gething et Gates	bpv et bmv	-	-
Crét. inf.	Quintette	Gething et Gates	bpv et bmv	-	-
Crét. inf.	Monkman	Gething et Gates	bpv et bmv	-	-
Crét. inf.	Saxon	Gates	bpv et bmv	-	-
Yukon et Territoires du Nord-Ouest					
Crét. inf. à Paléocène	Bonnet Plume	Bonnet Plume	btv - «C»	650	(v)
Tertiaire	Rock River	non dénommée	subbitumineux	-	-
Juras. sup. à Crét. inf.	Tantalus Butte	(Laberge) et Tantalus	btv - «A» et «B»	-	-
Juras. sup. à Crét. inf.	Whitehorse	Tantalus	anthracite	-	-
Paléocène	Amphithéâtre	Amphithéâtre	lignite	-	-
Crét. inf. à Paléocène	Moose Channel	Reindeer	btv	-	-
Éocène	Dawson	non dénommée	lignite	-	-
Éocène	Indian River	non dénommée	lignite	-	-
Paléocène	Big Salmon	non dénommée	lignite	-	-
Tertiaire	S. Macmillan River	non dénommée	lignite	-	-
Éocène	Ross River	non dénommée	bpv à bmv	-	-
Maastrichtien-Paléocène	?	Summit Creek	lignite-subbitumineux	1 500-2 000	
Alberta (région des montagnes)					
Juras. sup. à Crét. inf.	Beaver Mines	Mist Mountain	btv	4	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Bellevue	Mist Mountain	btv	43	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Blairmore	Mist Mountain	btv	212	(v)
Crét. inf.	Brule	Grande Cache	bpv	13	(v)
Crét. inf.	Cadomin-Luscar	Grande Cache	bmv	198	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Canmore	Mist Mountain	bpv	160	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Coleman	Mist Mountain	bmv	76	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Costigan	Mist Mountain	bmv	0	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Daisy Creek	Mist Mountain	bmv	26	(v)
Crét. inf.	Kakwa River	Grande Cache et Gates	bpv	16	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Kananaskis	Mist Mountain	bpv	25	(v)
Crét. inf.	Moberly Creek	Grande Cache	bmv	0	(v)
Crét. inf.	Mountain Park	Grande Cache	btv	52	(v)
Crét. inf.	Nordegg	Grande Cache	bpv	77	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Oldman River	Mist Mountain	bpv	107	(v)
Crét. inf.	Ram River	Grande Cache	bpv	140	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Savanna Creek	Mist Mountain	bpv	40	(v)
Crét. inf.	Smoky River	Grande Cache	bpv	386	(v)
Juras. sup. à Crét. inf.	Tent Mountain	Mist Mountain	bmv	32	(v)
Alberta (Foothills)					
Crét. inf. à Tert.	Coalspur	(Saunders)	btv	275	(v)
Crét. inf. à Tert.	Hannington	(Saunders)	btv	168	(v)
Crét. inf. à Tert.	McLeod River	(Saunders)	btv	251	(v)
Crét. inf. à Tert.	Obed Mountain	(Saunders)	btv	110	(v)
Crét. inf. à Tert.	Prairie	(Belly River)	btv	1	(v)
Crét. inf.	Turner Valley	(Belly River)	btv	7	(v)

Abréviations : btv - charbon bitumineux très volatil; bmv - charbon bitumineux moyennement volatil; bpv - charbon bitumineux peu volatil; (v) - réserves estimées; (c) - ressources estimées.
* La partie située en Alberta est incluse dans les calculs de réserves et de ressources.

charbon a été extrait de la Formation de Tantalus par intervalles depuis 1905, principalement dans la région de Carmacks; la production a atteint un maximum d'environ 1 700 t/a en 1967.

Dans la région houillère de Groundhog, non loin de l'origine de la rivière Skeena, la houille forme une partie de la Formation de Currier (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) du Groupe de Bowser Lake. D'une épaisseur comprise entre 400 et 600 m, cette unité renferme 16 couches d'anthracite et de méta-anthracite dont l'épaisseur varie de 0,5 à 4 m (Bustin et Moffat, 1983). Les couches de houille présentent un plissement serré; par endroits, elles sont clivées et recoupées par des veines de quartz et de carbonates. Elles ont été explorées de manière détaillée, mais n'ont pas encore été mises en valeur.

Dans les régions de Telkwa, de la vallée de la rivière Bulkley, du lac Seeley et de Kispiox, sur le flanc septentrional de l'arche de Skeena, il y a du charbon dans la Formation de Red Rose (Jurassique supérieur-Crétacé inférieur) du Groupe de Skeena. Occupant la partie basale de la formation, le charbon forme 17 couches d'une épaisseur variant entre 1 et 7 m, séparées en plusieurs segments par des failles normales et inverses de direction nord, et pénétrées par des roches volcaniques du Tertiaire. Le charbon est principalement bitumineux, très à moyennement volatil, mais il y a de l'anthracite près des roches intrusives. Ce charbon a été extrait en faibles quantités depuis 1900 environ, principalement dans la région du ruisseau Goat, et fait actuellement l'objet d'une vaste campagne d'exploration.

Domaine insulaire

À l'intérieur du Domaine insulaire, des couches de houille existent dans les îles de la Reine-Charlotte (Sutherland Brown, 1968) et dans l'île de Vancouver (Muller et Jeletzky, 1970). Celles des îles de la Reine-Charlotte se présentent sous forme de charbon bitumineux et d'anthracite dans l'île Graham et l'île Moresby, dans la Formation de Graham Island du Groupe de Yakoun, qui date du Jurassique moyen (Cameron et Tipper, 1985); il pourrait aussi en exister dans les strates du Crétacé inférieur de la Formation d'Haida. Jusqu'à trois couches de charbon d'une épaisseur atteignant 2,5 m sont présentes près de la baie Kagan, dans le sud de l'île Graham; toutefois, la complexité structurale de la région, une stratigraphie mal connue et le nombre limité d'affleurements ont nui à l'évaluation des gisements et contrecarré les premières tentatives d'exploitation.

Sur l'île de Vancouver, du charbon bitumineux très volatil a été extrait du Groupe de Nanaimo (Santonien supérieur à Maastrichtien) pendant plusieurs années. Le Groupe de Nanaimo, dont l'épaisseur atteint 2 450 m, consiste en une succession de grès, conglomérat, shale et mudstone interstratifiés qui se sont accumulés dans un bassin post-accrétionnaire sur la Wrangellie (Ward et Stanley, 1982; Muller et Jeletzky, 1970). Les couches de houille sont préservées dans trois principaux champs houillers, dans l'est de la plaine côtière de l'île de Vancouver et dans les îles Gulf adjacentes; ce sont les champs de Nanaimo, de Cumberland et de Suquash. Dans le champ houiller de Nanaimo, il y a trois couches d'une épaisseur moyenne de 2 m à l'intérieur de la Formation d'Extension-Protection (Campanien). Dans le champ houiller de Cumberland, on dénombre également trois couches d'une épaisseur moyenne de 2 m, qui appartiennent à la Formation de Comox (Santonien). Dans le champ houiller de Suquash, jusqu'à neuf zones houillères ont été reconnues dans la Formation de Suquash (Campanien), mais les couches sont minces et le charbon de mauvaise qualité. L'exploitaiton a débuté en 1836 dans le bassin de Suquash, et en 1852 dans les bassins de Comox et de Nanaimo. En 1967, la dernière mine de l'île de Vancouver a fermé, après que la production totale de tous les champs houillers eut atteint environ 72 millions de tonnes. Des travaux d'exploration récents indiquent des réserves de 25,3 millions de tonnes exploitables à ciel ouvert au lac Quinsam et au mont Wolfe, deux gisements situés dans le bassin de Comox.

Gisements houillers du Tertiaire

Les gisements houillers du Tertiaire de la Cordillère renferment d'importantes réserves de charbon subbitumineux très volatil et de lignite. Ces gisements sont répartis à la grandeur de la Cordillère centrale et septentrionale, et on en trouve localement dans les îles de la Reine-Charlotte, dans le Domaine insulaire. À l'exception des gisements des champs houillers de Merritt, de Tulameen et de Princeton, dans le sud du Domaine intermontagneux, aucun n'a été exploité, si ce n'est localement. En plus des champs houillers reconnus (fig. 20-6), des couches minces ou localement épaisses et discontinues sont présentes à l'intérieur de presque toutes les séquences sédimentaires tertiaires de la Cordillère.

Les gisements houillers du Tertiaire de la Cordillère centrale et septentrionale se trouvent principalement dans de petits bassins isolés, limités par des failles, dont la formation est, dans un grand nombre de cas, attribuable aux mouvements d'extension ayant accompagné des décrochements dextres à grande échelle (Long, 1981). On croit que le bassin de Bonnet Plume, situé à l'extrémité sud de l'anticlinorium de Richardson et formé pendant le Crétacé tardif et le Paléocène, renferme des ressources en charbon appréciables et potentiellement économiques. La Formation de Bonnet Plume, qui atteint 1 500 m d'épaisseur, renferme au moins cinq couches de charbon bitumineux très volatil, qui ont chacune jusqu'à 15 m d'épaisseur (McKinney, 1983). À l'intérieur du sillon de Tintina, on observe à plusieurs endroits des gisements houillers du Tertiaire inférieur mal exposés et à pendage abrupt dont les principaux se trouvent dans les régions du lac Watson, de la rivière Ross et de Dawson (Hughes et Long, 1980). Dans la région de Dawson, plusieurs couches de lignite de l'Éocène, qui ont chacune jusqu'à 13 m d'épaisseur, ont été exploitées pour des besoins locaux au début du siècle. Dans la région de la rivière Ross, le Paléocène (?) et l'Éocène renferment au moins cinq couches de charbon semi-bitumineux à semi-anthraciteux d'une épaisseur totale d'environ 5m. Dans la région du lac Watson, le Paléocène et l'Éocène renferment cinq couches de lignite d'une épaisseur totale de 15 m. À l'est du lac Watson, dans la région de la rivière Rock, de fortes épaisseurs de lignite du Tertiaire (plus de 9 m) ont récemment été signalées (Wright et Miller, 1983). Le long de la faille de Denali, la Formation d'Amphiteatre (Paléocène) renferme au moins quatre couches de lignite dont l'épaisseur atteint jusqu'à 1,5 m (Muller, 1967).

Entre le système de failles Fraser-Straight Creek et le sillon des Rocheuses, les gisements houillers du Tertiaire sont confinés dans les bassins houillers de Hat Creek, de Tulameen, de Princeton, de Merritt, de Quesnel et de Bowron River. Dans le bassin de Bowron River, les couches de houille du Paléocène englobent au moins trois couches de charbon bitumineux très volatil, d'une épaisseur totale d'environ 10 m. Dans le champ houiller de Quesnel, du charbon est présent dans la Formation d'Australian Creek (Oligocène-Miocène), le long de la vallée du Fraser (Graham, 1978). Cette formation renferme par endroits trois couches de charbon subbitumineux, chacune d'une épaisseur rapportée atteignant 22 m. Les champs houillers de Hat Creek, de Merritt, de Tulameen et de Princeton, dans le centre sud de la Cordillère, datent tous de l'Éocène, bien que chacun des gisement se soit probablement formé dans un bassin d'effondrement distinct. Les couches de houille des champs houillers de Hat Creek et de Merritt appartiennent au Groupe de Kamloops, alors que celles des champs de Princeton et de Tulameen sont rapportées à la Formation d'Allenby du Groupe de Princeton. Dans le champ houiller de Hat Creek, des couches exceptionnellement épaisses de lignite riche en cendres et de charbon subbitumineux remontant à l'Éocène tardif sont préservées dans un bassin allongé et étroit limité par des failles. Chacun des deux principaux gisements renferme quatre zones houillères d'une épaisseur totale de 370 m, ce qui les place parmi les gisements houillers les plus épais au monde. Le bassin houiller de Merritt a été périodiquement exploité de 1906 à 1962. On y trouve au moins sept couches dont l'épaisseur cumulative est d'environ 9 m. Dans le bassin de Princeton, 1,9 millions de tonnes de charbon subbitimineux contenu dans 7 couches ont été extraites entre 1909 et 1961. Dans le bassin de Tulameen, le charbon présent a fait l'objet d'une exploitation entre 1919 et 1940 et en 1954. Jusqu'à présent, 2,2 millions de tonnes y ont été extraites. Deux couches épaisses de charbon bitumineux existent dans le bassin de Tulameen; l'épaisseur de la couche supérieure varie de 15 à 20 m alors que la couche inférieure a une puissance d'environ 7,5 m.

Dans le Domaine insulaire, le lignite contenu dans les strates tertiaires de la Formation de Skokun affleure dans plusieurs régions isolées du nord de l'île Graham. Au moins 10 couches de houille d'une épaisseur variant de 30 cm à 4 m affleurent à la pointe Skonun; ces gisements, et d'autres aussi, semblent indiquer qu'il existe là des ressources considérables dont il reste toutefois à évaluer l'ampleur.

Dans la Cordillère septentrionale, les gisements houillers de Moose Channel se trouvent dans le Membre d'Aklak (Crétacé sommital à Paléocène) de la Formation de Reindeer. La Formation de Reindeer fait partie d'une épaisse succession de sédiments deltaïques du Crétacé supérieur et du Tertiaire du bassin de Beaufort-Mackenzie. Le Membre d'Aklak atteint une épaisseur de 580 m, et on croit qu'il renferme, à des profondeurs relativement faibles, d'importantes ressources en charbon bitumineux très volatil (Young, 1975). Dans la région du lac Coal Mine, deux couches de 7 et 3,7 m d'épaisseur ont été exploitées pour des usages domestiques à Aklavik entre 1939 et 1958.

Au front des monts Mackenzie, dans la région de Fort Norman, la Formation de Summit Creek, qui s'échelonne du Maastrichtien sommital au Paléocène, renferme un prisme de roches clastiques contenant du charbon (Yorath et Cook, 1981). Il s'y trouverait de 1,5 à 2,0 millions de tonnes de houille dont le rang varie du lignite au charbon subbitumineux. Des ressources encore plus importantes pourraient exister dans la région voisine de Fort Norman (B.D. Ricketts, communication personnelle, 1985).

Réserves et ressources

Les ressources en charbon totales présumées de la Cordillère sont estimées à environ 71 milliards de tonnes, dont 57 milliards de tonnes de charbons bitumineux moyennement à peu volatils, et 14 milliards de tonnes de charbons bitumineux très volatils et de moindre rang (Énergie, Mines et Ressources Canada, 1980). Les réserves et ressources contenues dans les gisements de houille de la Cordillère sont indiquées au tableau 20-1. Pour un grand nombre de gisements, les ressources en charbon ne sont pas connues; pour d'autres, aucune distinction n'a été faite entre les réserves et les ressources.

PARTIE C. URANIUM ET THORIUM

R.T. Bell

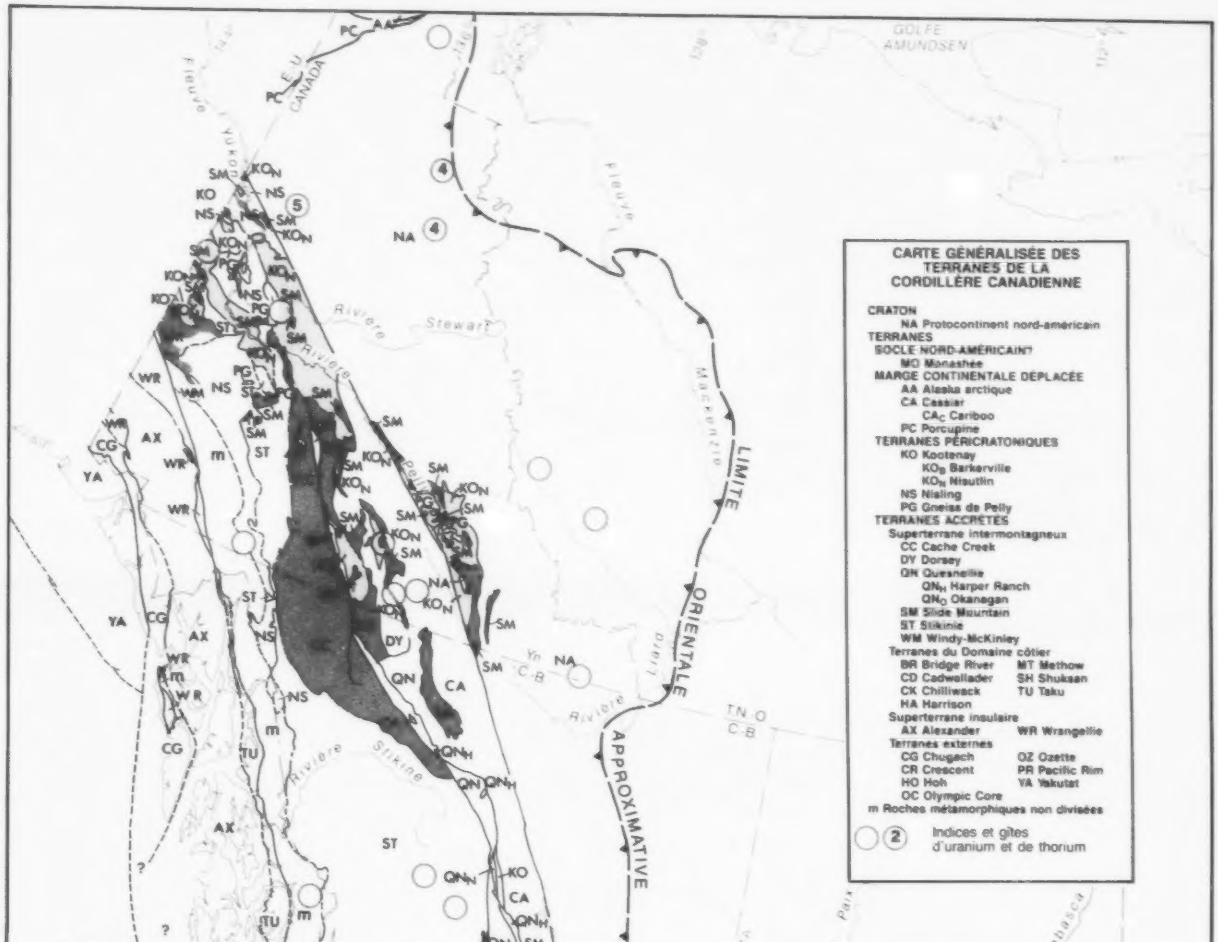
L'uranium et le thorium sont présents dans la plupart des roches (Jones, 1990), mais le nombre de gisements et d'indices significatifs dans la Cordillère canadienne est peu élevé (fig. 20-8). La plupart de ces indices se sont formés après l'accrétion des terranes (fig. 20-9). En plus des gisements connus de la région d'Okanagan et des monts Wernecke, des ressources importantes pourraient être découvertes dans des régions où des roches volcaniques felsiques et des roches clastiques sont associées à des intrusions granitiques de phases tardives.

Uranium

Région de Beaverdell

Le plus gros indice d'uranium dans la Cordillère canadienne est le gisement de Blizzard (fig. 20-10, 20-11) qui renferme environ 4 000 t d'uranium provenant d'un minerai à teneur moyenne de 0,18% (Sawyer et al., 1981; Boyle,

Figure 20-8. Carte des terranes de la Cordillère montrant la position de groupes choisis d'indices et de gîtes d'uranium: 1. région de Beaverdell (gisements de Tyee, de Blizzard, de PNC); 2. région de Clearwater (Rexspar); 3. région d'Okanagan; 4. monts Wernecke; 5. monts Tombstone; 6. monts Pelly; 7. ruisseau Bugaboo.


CARTE GÉNÉRALISÉE DES TERRANES DE LA CORDILLÈRE CANADIENNE
CRATON
NA Protocontinent nord-américain
TERRANES
SOCLE NORD-AMÉRICAIN?
MO Monashee
MARGE CONTINENTALE DÉPLACÉE
AA Alaska arctique
CA Cassiar
CA_C Cariboo
PC Porcupine
TERRANES PÉRICRATONIQUES
KO Kootenay
KO_B Barkerville
KO_N Nisutlin
NS Nisling
PG Gneiss de Pelly
TERRANES ACCRÉTÉS
Superterrane intermontagneux
CC Cache Creek
DY Dorsey
QN Quesnellie
QN_H Harper Ranch
QN_O Okanagan
SM Slide Mountain
ST Stikinie
WM Windy-McKinley
Terranes du Domaine côtier
BR Bridge River
MT Methow
CD Cadwallader
SH Shuksan
CK Chilliwack
TU Taku
HA Harrison
Superterrane insulaire
AX Alexander
WR Wrangellie
Terranes externes
CG Chugach
OZ Ozette
CR Crescent
PR Pacific Rim
HO Hoh
YA Yakutat
OC Olympic Core
m Roches métamorphiques non divisées
Indices et gîtes d'uranium et de thorium
LIMITE ORIENTALE APPROXIMATIVE DE LA DÉFORMATION CORDILLÉRIENNE
OCÉAN PACIFIQUE
ÎLES DE LA REINE-CHARLOTTE
ÎLE DE VANCOUVER
GOLFE AMUNDSEN
Fleuve Yukon
Rivière Stewart
Rivière Pelly
Fleuve Mackenzie
Rivière Liard
Rivière Stikine
Rivière Skeena
Fleuve Fraser
Rivière de la Paix
Athabasca
ALBERTA
SASKATCHEWAN
CANADA
E.-U.
0 200 km
CGC

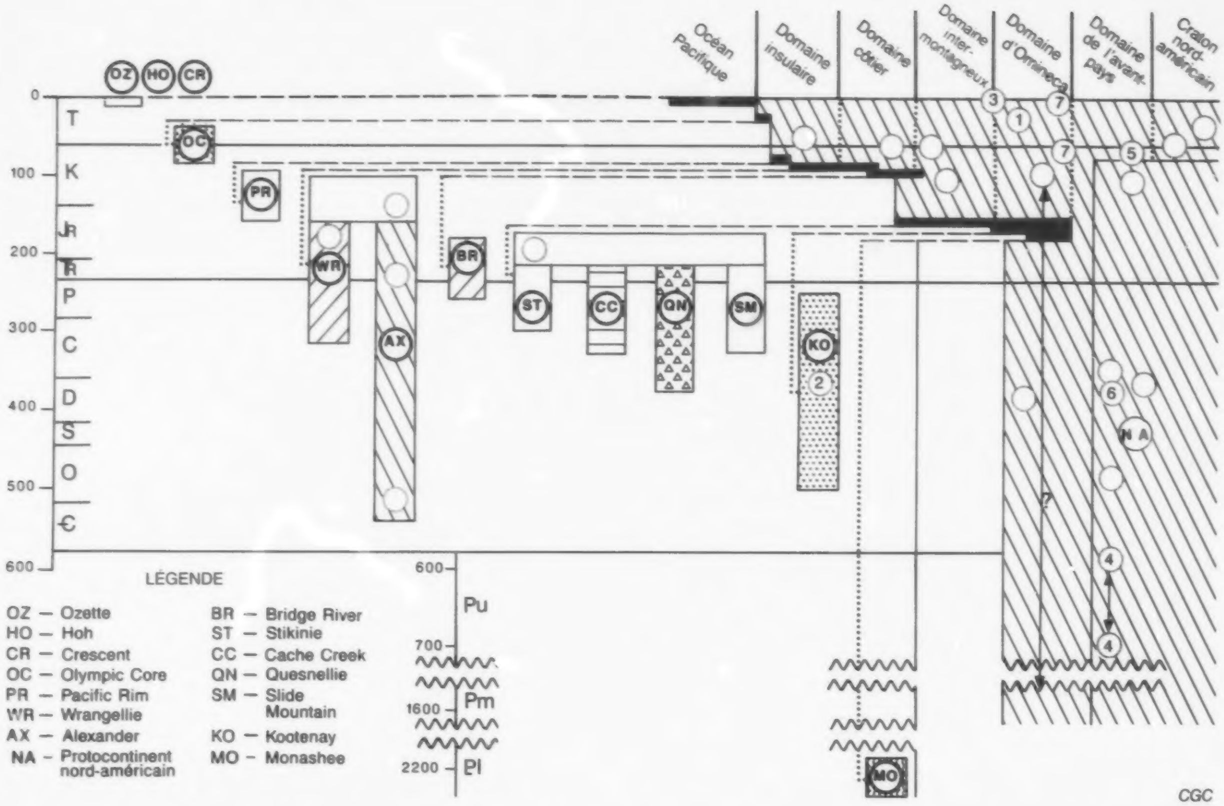


Figure 20-9. Relations spatiales et temporelles entre les terranes de la Cordillère canadienne et des groupes choisis d'indices et de gîtes d'uranium. Voir la légende de la figure 20-8.

1982; Bates et al., 1980). Il existe à proximité quelques gisements de plus faibles dimensions (fig. 20-10); le plus gros est le gisement de Tyee, qui renferme 650 t d'uranium dans un minerai à teneur moyenne de 0,03 %. Ensemble, les autres gisements renferment approximativement 1 300 t d'uranium. La découverte de minéralisations de ce genre en Colombie-Britannique a été faite à partir d'un modèle de gisements formés dans des chenaux de base dans les parties centrale et occidentale du Japon (Katayama et al., 1974).

Sauf indication contraire, la description qui suit s'applique principalement au gisement de Blizzard et aux gîtes qui lui sont associés; elle est conforme aux descriptions présentées par Sawyer et al. (1981) et Boyle (1982). Les gisements sont contenus dans des silts, sables et graviers fluviatiles qui occupent, sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur, des paléovallées entaillées dans des gneiss granitiques et des schistes datant principalement du Crétacé, sur le flanc occidental du Domaine d'Omineca. Les gisements sont généralement recouverts et protégés par des laves pliocènes du Groupe de Chilcotin. Les roches sous-jacentes sont des roches sédimentaires et volcaniques continentales du Paléogène et des intrusions syénitiques de la Suite de Coryell dont l'âge s'échelonne de l'Éocène à l'Oligocène précoce. Dans l'ensemble, les séquences sont positives, passant de gros graviers à la base à des silts et sables fins au sommet. Dans certaines paléovallées voisines, des sédiments similaires sont interstratifiés avec des coulées basaltiques, ce qui indique que les sédiments pourraient ne remonter qu'au Pliocène précoce.

L'uranium se présente sous forme de saléeite et d'autunite (uranophosphates hydratés de magnésium et de calcium respectivement, de couleur jaune) dans le faciès oxydé des sédiments grossiers limonitisés à la base de la séquence, et associé à la matière organique disséminée dans le faciès réduit des silts et sables fins au sommet. La pechblende et la ningyoite (phosphate hydraté d'uranium, de calcium et de terres rares) (Boyle, 1982) sont les seuls minéraux d'uranium reconnus dans le faciès réduit. De la ningyoite (Boyle et al., 1981) a également été observée dans le gisement de Tyee, où la marcasite sert de ciment dans les zones à plus forte teneur. Des minéralisations mineures sous forme de saléeite ou d'autunite se sont formées dans des fractures des roches granitiques régolitiques sous-jacentes et, plus rarement, dans des fractures des basaltes de Chilcotin sus-jacents. Des minéralisations mineures existent également dans la matrice silteuse et dans des fragments de roches sédimentaires effondrées, dans une pipe bréchique de composition

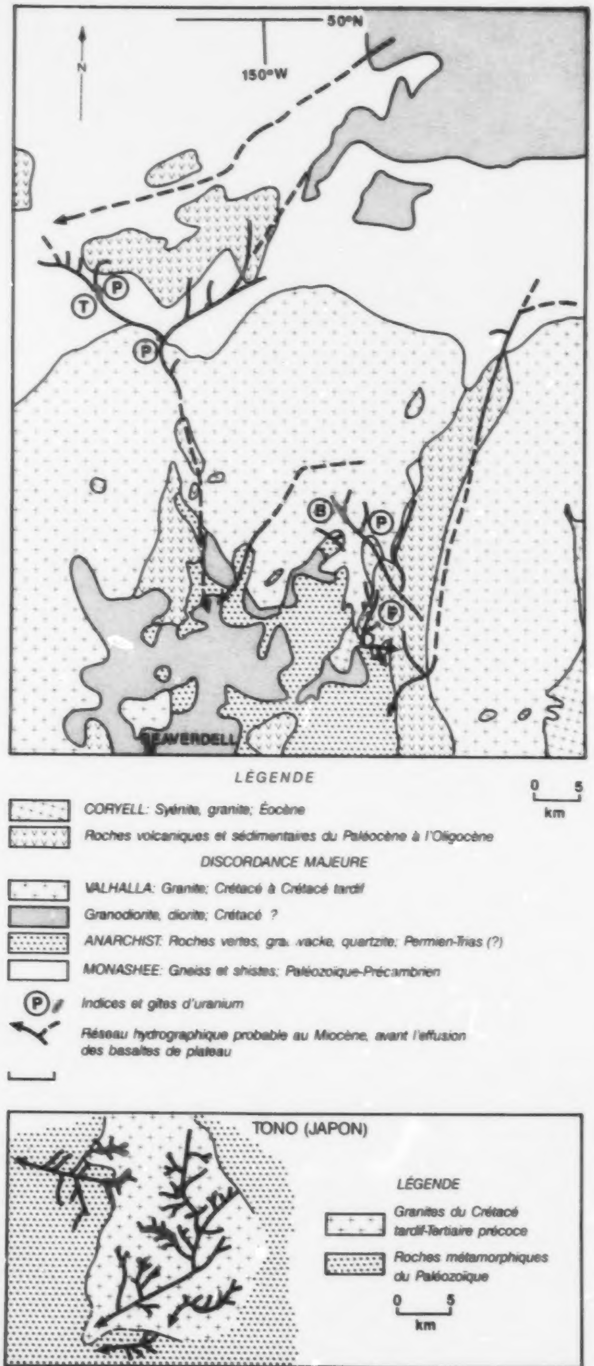


Figure 20-10. Gisements d'uranium formés dans des chenaux de base, représentés sur la carte du socle prépliocène, dans la région de Beaverdell (d'après Little, 1961 et 1957; et Boyle, 1982); interprétation du réseau hydrographique prépliocène avec, dans le carton, le gisement de Tono au Japon (d'après Katayama et al., 1974). Gisements de Blizzard (B), de Tyee (T) et de PNC (P).

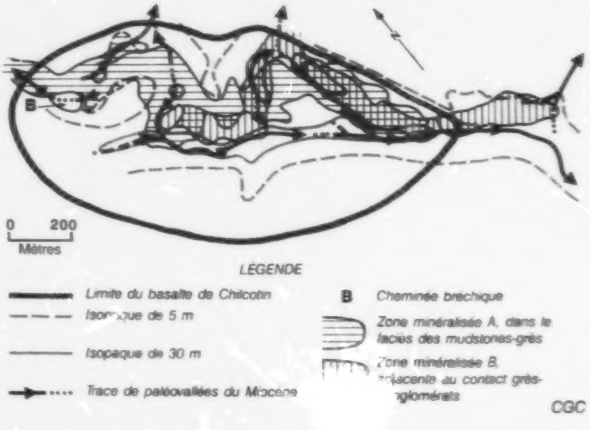


Figure 20-11. Vue en plan du gisement d'uranium de Blizzard, montrant l'épaisseur des sédiments, les principales zones minéralisées, les limites du basalte de Chilcotin (d'après Norcen, 1979) et une interprétation du paléoréseau hydrographique.

basaltique à l'extrémité nord du gisement de Blizzard. En Colombie-Britannique comme au Japon (fig. 20-10, 20-11), les gisements sont les mieux développés aux niveaux les plus élevés du paléoréseau hydrographique et, de plus, les gisements les plus riches recouvrent des roches granitiques. Il existe d'autres prospects de ce type de dépôt dans le centre de la Colombie-Britannique et la partie sud-ouest du Yukon, où des conditions analogues sont observées: socle igné felsique entaillé par des chenaux fluviaux du Tertiaire tardif et recouvert de basalte du Néogène.

Région de Clearwater

Au sud de Clearwater (Colombie-Britannique), le petit gisement de Rexspar, qui renferme de la fluorine, de la célestite et des minéraux d'uranium et de thorium, se trouve dans une séquence de trachyte porphyrique à feldspath et de tuf métamorphisés sur la marge occidentale du terrane de Kootenay (Preto, 1978; Morton et al., 1978; Bell, 1985). Les sommets stratigraphiques et les âges n'ont pas été établis avec certitude, car la séquence est structuralement disloquée. La trachyte pourrait être antérieure au Carbonifère précoce et associée à l'intrusion granitique de Mount Fowler située au sud et datant de la fin du Dévonien moyen. Sur la foi d'une seule datation K/Ar sur la fluorophlogopite associée (Morton et al., 1978), on pense que la minéralisation ne peut être postérieure au Permien.

Le gisement de Rexspar comprend trois zones minéralisées dans un schiste tufacé cisaillé de couleur gris sombre. Ces zones renferment de l'uraninite, de la thorite uranifère et de l'uranothorianite disséminées dans une matrice de séricite, d'albite et de quartz et accompagnées abondamment de pyrite, de fluorphlogopite, de fluorine pourpre, de célestine et de calcite à cristaux grossiers, et secondairement de bastnaesite, de zircon, de monazite et de rutile. Une quatrième zone renferme de la fluorine vert pâle et de la célestine massives et disséminées avec de la pyrite, de la molybdénite et une petite quantité de galène,

mais seulement des traces d'uranium et de thorium. La minéralisation en fluorine a précédé et suivi la minéralisation en uranium.

En supposant que le sommet de la séquence soit vers le haut au gisement de Rexspar, Preto (1978) a proposé un modèle syngénétique dans lequel le dépôt des sulfures, de la fluorine et de l'uranium est attribuable à des fluides deutériques de phases tardives, riches en éléments volatils, formés durant une activité volcanique. Il écarte la possibilité d'épisodes hydrothermaux tardifs puisqu'il n'y a aucune altération hydrothermale des schistes sous la trachyte encaissante. D'après des études des inclusions fluides, Morton et al. (1978) ont suggéré que l'uranium, le thorium et les terres rares ont été transportés dans un système hydrothermal primitif fortement enrichi en CO_2. Au moment de l'épanchement en surface, la diminution soudaine de P_{CO_2} aurait entraîné la précipitation des minéraux uranifères. L'absence d'altération hydrothermale des roches sous-jacentes aux trachytes serait normale si la séquence était renversée (Bell, 1985). Le gisement de Rexspar n'a pas d'équivalent connu. Ce gisement restera énigmatique tant que les problèmes structuraux et stratigraphiques qu'il pose ne seront pas résolus.

Le gisement renferme des réserves récupérables d'uranium estimées à environ 700 t, dans un minerai à teneur approximative de 0,066 %. Il existe des ressources additionnelles dans de petits gisements situés immédiatement à l'est. La récupération du thorium pourrait être égale à celle de l'uranium. L'exploitation de la fluorine et de la célestine ainsi que des terres rares pourrait également s'avérer rentable.

Gisements d'uranium «jeunes» ou superficiels d'Okanagan

Dans la région d'Okanagan, principalement entre Kelowna et Osoyoos, il existe une quarantaine d'indices uranifères (Culbert et al., 1984) que l'on dit «jeunes» ou «superficiels», car ils sont actuellement en formation dans des sédiments postglaciaires. En raison de leur jeunesse, ces gisements ne renferment à peu près pas d'éléments-fils radioactifs émettant des rayons gamma. Ils se trouvent principalement dans des lacs ou playas alcalins fermés ou cycliquement fermés, et dans une moindre mesure en association avec des marécages riches en matières organiques dans des réseaux fluviaux. Ce type de gisement se forme de préférence sous un climat semi-aride, sur un substratum de roches ignées felsiques. Les roches sous-jacentes et adjacentes sont du granite et des gneiss du Crétacé et du Tertiaire, ainsi que les membres volcaniques de la Formation de Marron du Groupe de Penticton, qui datent de l'Éocène. La région est située juste à l'ouest des gisements d'uranium de Beaverdell. L'uranium s'y trouve en concentrations atteignant quelques milliers de parties par million et, très faiblement lié, il est facilement remobilisé.

Les gisements sont petits et renferment de quelques dizaines à quelques centaines de tonnes d'uranium dans un minerai dont la teneur est de l'ordre de 0,04 %; ensemble, les gisements connus de la Cordillère totalisent environ 800 t d'uranium (Bates et al., 1980). Bien que petits et présentant de faibles teneurs, ces gisements pourraient finir par acquérir une certaine valeur économique, parce qu'ils sont nombreux et proches de la surface (à une profondeur inférieure à 10 m) dans des sédiments non consolidés et parce qu'ils renferment des quantités négligeables d'éléments-fils radioactifs (Culbert et al., 1984).

Région des monts Wernecke

On trouve plus de 40 groupes de minéraux radioactifs dans le nord-est des monts Wernecke. Une seule localité uranifère a été reconnue dans le sud des monts Richardson. Les minéraux sont tous associés à des brèches présentant les caractéristiques suivantes (Bell, 1982; 1986; 1989):

1) Les massifs bréchiques sont de forme irrégulière à allongée et mesurent jusqu'à 20 km de longueur et 8 km de largeur.

2) Ils renferment des blocs de roches sédimentaires de l'ordre du kilomètre qui ont été transportés vers le haut sur des distances atteignant 10 km.

3) Les blocs et la matrice sont composés de grès et siltstone dolomitiques, d'argilite, de phyllade, de quartzite, de dolomie et de leurs protolites altérés, avec quelques fragments de jaspilite, de roches vertes ou de gabbro.

4) Les brèches recoupent principalement la partie inférieure, entièrement sédimentaire, du Supergroupe de Wernecke; elles recoupent peut-être les roches précambriennes à l'ouest des monts Wernecke, mais, si tel est le cas, cela est vraisemblablement attribuable à une remobilisation ultérieure.

5) Les massifs bréchiques renferment des zones d'altération intense de forme irrégulière, notamment des zones de carbonatisation, d'hématitisation, d'albitisation, de silicification et de chloritisation qui peuvent elles-mêmes être rebréchifiées.

6) Les différentes associations métallifères comprennent: brannérite ± pechblende ± or; pechblende + chalcopyrite + cobaltine ± iriginite; brannérite + monazite + pechblende; chalcopyrite + pyrite + pyrrhotine ± chalcocite ± bornite ± cobaltine; cobaltine + brannérite; bournonite + chalcopyrite + tétrahédrite + galène + sphalérite + or; et barite + magnétite; toutes sont accompagnées d'hématite, d'hématite + magnétite ou sidérite (brannérite = $(U,Ca,Ce)(Ti,Fe)_2O_6$; iriginite = $(UO_2)M_2O_7 \cdot 3H_2O$).

7) Les brèches sont très répandues à l'ouest des monts Wernecke, mais, sauf à un endroit dans le sud des monts Richardson et à un autre dans les monts Ogilvie, elles ne renferment pas de minéraux uranifères; elles contiennent pour la plupart du cuivre (Laznicka et Edwards, 1979) et des quantités mineures de cobalt.

Les brèches semblent principalement intrusives et diapiriques. Un métasomatisme local intense et la présence de quelques éléments des terres rares suggèrent que des carbonatites profondes peuvent être en cause. À deux endroits, des dykes bréchiques renfermant de la magnétite idiomorphe avec des fragments broyés suggèrent l'existence de diatrèmes.

Des brèches similaires (Bell, 1986, 1989; Bell et Jefferson, 1987) renfermant du cuivre, du cobalt, de l'uranium et de l'or existent dans la zone cuprifère du Zaïre (Lefebvre, 1980) et en Australie-Méridionale (Dalgarno et Johnson, 1968; Roberts et Hudson, 1983). Les origines de ces brèches sont encore mal comprises, mais elles pourraient être reliées à des dômes de sel non reconnus. La région des mont Wernecke présente de bonnes

possibilités de minéralisations en U + Cu + Co ± Au, bien qu'aucun gisement d'importance économique n'ait encore été délimité.

Thorium

Le marché du thorium est actuellement très restreint. Des recherches sur l'utilisation du thorium pour la production d'énergie nucléaire sont en cours. Ce métal alimente déjà un réacteur de faible puissance en République fédérale d'Allemagne et pourrait être utilisé dans un réacteur de type CANDU modifié.

Il y a du thorium au gisement de Rexspar, et cet élément est présent en quantités importantes dans les monts Tombstone, au Yukon (Olade et Goodfellow, 1978). Des concentrations exceptionnellement élevées s'observent dans des plutons granitiques du Crétacé tardif et du Tertiaire précoce dans le nord du Domaine intermontagneux, dans des complexes volcaniques du Carbonifère des monts Pelly (Bell, 1985) et, accompagnées d'uranium, de niobium, de tantale et de terres rares, dans des placers holocènes des monts Bugaboo.

PARTIE D. ÉNERGIE GÉOTHERMIQUE

J.G. Souther

La chaleur naturelle de la croûte terrestre peut être extraite sous forme d'eau chaude ou de vapeur et être utilisée soit directement pour le chauffage des bâtiments ou la réalisation des procédés industriels, soit pour la production d'énergie électrique. Les applications de l'énergie géothermique dépendent principalement de la température de la source et de sa proximité des marchés. L'utilisation directe permet d'exploiter des fluides à des températures relativement peu élevées, mais la chaleur ne peut guère être transportée sur plus de quelques kilomètres. La production d'électricité, énergie pouvant être transmise sur de grandes distances, exige des températures relativement élevées. Pour une turbine à vapeur classique fonctionnant à basse pression, une température minimale de 150°C est nécessaire pour fournir de la vapeur sous 345 kPa. Les systèmes de production d'électricité à cycle binaire, qui utilisent un fluide thermodynamique ayant un point d'ébullition inférieur à celui de l'eau, peuvent fonctionner à des températures légèrement inférieures, mais la production d'énergie électrique est généralement difficile à réaliser avec des températures de beaucoup inférieures à 150°C.

Au Canada, l'énergie géothermique est une ressource trop peu exploitée (Souther, 1981). On croit que les sources exploitables se situent en majeure partie dans les bassins sédimentaires où l'exploration pétrolière a révélé la présence d'importants volumes de saumure chaude qui pourraient servir au chauffage direct. Les systèmes géothermiques de haute température, ceux qui se prêteraient à la production d'électricité, sont confinés dans la Cordillère, où existe une activité hydrothermale associée au volcanisme du Néogène. Deux systèmes de haute température ont été mis au jour par des forages au mont Meager et au mont Cayley, et des données géologiques laissent présumer qu'il en existe plusieurs autres. L'exposé qui suit se limite aux sources géothermiques de l'Ouest du Canada qui présentent des températures suffisamment élevées pour donner lieu à la production d'énergie électrique.

Reconnaissance des cibles d'exploration

La profondeur jusqu'à laquelle il est possible d'exploiter les ressources géothermiques est limitée par des considérations de rentabilité et de faisabilité technique des forages (3 à 10 km). Les gradients géothermiques ne sont généralement que de l'ordre de 20°C/km dans la Cordillère canadienne, et seules les régions où le gradient géothermique est exceptionnellement élevé peuvent être considérées comme des cibles d'exploration. De plus, la technologie nécessaire à l'exploitation des réservoirs de roches chaudes et sèches en est encore au stade expérimental. La technologie existante permet de récupérer uniquement l'énergie géothermique des réservoirs perméables aux fluides et ayant suffisamment d'eau interstitielle pour alimenter les puits de production. Le milieu géologique le plus apte à satisfaire ces exigences est un système hydrothermal de type convectif, qui a pour moteur la chaleur dégagée par un réservoir magmatique peu profond. Comme il se perd de la chaleur en surface avec le temps, ces systèmes ont une durée de vie limitée, qui est de l'ordre de quelques millions d'années comptés à partir de l'intrusion de la source de chaleur.

Dans la Cordillère canadienne, une activité magmatique géologiquement récente a été localisée le long des ceintures volcaniques du Néogène (ceintures de Garibaldi, d'Anahim et de Stikine; voir le chapitre 10). Ces ceintures renferment de gros plutons hypovolcaniques vraisemblablement associés à des volcans qui présentent une composante felsique majeure en raison de la plus grande viscosité du magma, le magma mafique étant moins susceptible de former des plutons hypovolcaniques. L'existence d'une activité hydrothermale associée se manifeste habituellement par la présence de sources chaudes. Toutefois, dans les régions, comme la Cordillère, où la pluviosité est élevée et la topographie montagneuse, la montée d'eau chaude à la surface du sol peut être contrecarrée par des eaux froides circulant en profondeur.

Évaluation des cibles

L'évaluation des cibles géothermiques potentielles au Canada passe d'abord par des travaux de cartographie géologique qui permettent de déterminer la composition, l'âge et le volume du volcan associé, et par une analyse des eaux de sources chaudes qui vise à établir les températures de subsurface (tableau 20-2) (Souther, 1975). L'estimation des températures des réservoirs au moyen de géothermomètres chimiques est basée sur le principe que l'eau souterraine et les minéraux finissent par atteindre un niveau d'équili-

bre dans la roche réservoir. Les concentrations des divers ions dépendent de la température, et les réactions sont généralement lentes et endothermiques. Ainsi, le séjour prolongé de l'eau dans le réservoir permet d'atteindre un état d'équilibre eau-roche alors que la remontée à la surface s'effectue généralement dans un laps de temps trop court pour qu'un nouvel état d'équilibre soit atteint, de sorte que l'eau conserve, dans une certaine mesure, la «mémoire» chimique du milieu profond et chaud où elle a séjourné.

La géométrie des anomalies géothermiques est estimée par diverses méthodes géophysiques basées sur la relation entre la température et les propriétés électriques des roches; la conductivité augmente en fonction de l'élévation de la température et de la présence d'une saumure interstitielle. La structure thermique profonde peut être étudiée par des méthodes telluriques actives ou passives, qui consistent à mesurer les courants induits par un champ externe, alors que le régime thermique à faible profondeur peut être évalué directement par des mesures directes de la résistivité en courant continu.

Des modèles géochimiques et géophysiques ont été vérifiés par mesure directe de la température dans des forages au diamant peu profonds (100 à 500 m); les gradients ainsi mesurés peuvent, par extrapolation, être étendus à des profondeurs plus importantes.

État actuel de l'exploration

Des échantillons d'eau prélevés dans la plupart des sources thermales connues de la Cordillère occidentale (fig. 20-12) ont été analysés, et des estimations des températures de subsurface établies au moyen de divers géothermomètres chimiques (tableau 20-2). Les sources situées à l'extérieur des ceintures d'activité volcanique du Néogène semblent alimentées par des systèmes isothermiques hydrauliques, associés à des eaux météoriques circulant en profondeur à travers des zones de failles poreuses et des aquifères. On ne croit pas que de tels systèmes présentent des possibilités pour la production d'énergie électrique. La géothermométrie chimique de l'eau des sources associées à des centres volcaniques néogènes et plus récents laisse entrevoir des températures de subsurface plus élevées. Ce facteur ainsi que les concentrations relativement élevées en soufre, en bore et en d'autres éléments d'origine magmatique suggèrent que ces sources sont associées à des systèmes hydrothermaux de type convectif, entraînés par la chaleur qui se dégage des intrusions hypovolcaniques.

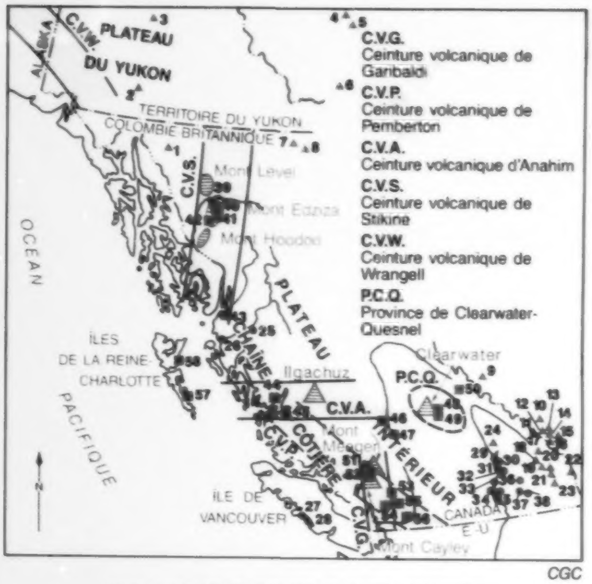
Tableau 20-2. Températures de subsurface estimées à partir des résultats d'analyse de 58 sources thermales dans l'ouest de la Cordillère canadienne (la position des sources est indiquée à la figure 20-12).

Source n°	Na-K-Ca T°C	SiO_2 T°C	Source n°	Na-K-Ca T°C	SiO_2 T°C
1	-15,4	50,7	30	28,5	109,3
2	16,8	92,9	31	46,3	119,4
3	-	-	32	49,0	67,4
4	94,0	70,6	33	48,7	77,9
5	0,1	26,5	34	153,7	92,6
6	162,3	73,8	35	86,7	141,7
7	89,2	91,8	36	-16,2	113,7
8	31,2	103,8	37	88,0	158,8
9	28,4	100,1	38	29,0	66,2
10	-20,6	41,9	39	172,5	168,1
11	-31,2	13,0	40	227,3	177,0
12	17,3	38,1	41	97,5	119,4
13	19,6	48,1	42	82,8	111,1
14	5,1	76,7	43	146,5	128,3
15	-3,4	53,1	44	88,6	112,8
16	-4,2	53,1	45	98,3	141,2
17	11,6	86,0	46	99,1	106,5
18	20,1	46,0	47	48,7	97,2
19	15,9	80,9	48	48,7	138,5
20	79,1	87,2	49	72,3	147,8
21	-2,9	65,4	50	187,0	129,0
22	67,4	55,4	51	93,0	136,8
23	5,2	67,4	52	228,3	186,7
24	24,7	65,1	53	59,1	123,2
25	26,3	98,3	54	69,5	117,0
26	78,7	117,0	55	38,2	129,6
27	54,3	104,5	56	89,7	141,2
28	37,7	102,5	57	169,2	145,3
29	73,9	128,3	58	167,4	143,3

Calculs basés sur les travaux de Fournier et Truesdell (1973) et de Fournier et Rowe (1966).

Ceinture volcanique de Garibaldi

L'exploration géothermique en Colombie-Britannique s'est concentrée jusqu'ici dans la ceinture volcanique de Garibaldi, en raison de la proximité des grands centres urbains du sud-ouest de la province. Le mont Meager, situé près de l'extrémité nord de cette ceinture, est un dôme composite d'andésite, de dacite et de rhyodacite d'un volume approximatif de 15 km^3 (Lewis et Souther, 1978; Read, 1979). Les roches les plus anciennes se sont épanchées il y a 1,9 Ma sur le flanc sud du complexe. L'activité volcanique s'est ensuite déplacée progressivement vers le nord, produisant à son plus fort une éruption de ponces dacitiques (cendres de Bridge River) par une cheminée située sur le flanc nord du dôme à 2 490 BP (datation ^{14}C). Les sources chaudes de Pebble Creek au nord et celles de Meager Creek au sud laissent jaillir de l'eau à environ 60°C. Les géothermomètres chimiques suggèrent des températures de subsurface d'environ 140°C, mais les différences chimiques très nettes entre les deux sources semblent indiquer l'existence de deux systèmes hydrothermaux distincts (Clark et al., 1982). Cette déduction est confirmée par la présence de deux anomalies de résistivité distinctes (25 à 30 ohm·m pour une résistivité de fond de 200 à 1 200 ohm·m) qui correspondent présumément à deux réservoirs distincts et séparés, l'un au nord et l'autre au sud. Un gradient thermique de plus de 200°C/km a été mesuré dans un sondage peu profond pratiqué dans le réservoir nord, alors que des forages au diamant pratiqués dans le réservoir sud ont mis en évidence des gradients atteignant 750°C/km et des températures de fond de trou de 202°C. Dans le cadre d'une vaste campagne d'exploration menée au réservoir sud par la B.C. Hydro and Power Authority, trois puits de fort diamètre, de 3 000 à 3 500 m de profon-



INDEX DES SOURCES THERMALES ANALYSÉES DE L'OUEST DU CANADA

▲ SOURCES DE CLASSE I

1 ATLIN
2 TAKHINI
3 MC ARTHUR
4 ROCHE-QUI-TREMPE-À-L'EAU
5 OLD FORT ISLAND
6 CLAUSEN CREEK
7 PORTAGE BRÛLE
8 LIARD CROSSING
9 MIETTE
10 PANTHER
11 INK POTS
12 VERMILION
13 STONEY SQUAW
14 SULPHUR MOUNTAIN
15 CANMORE
16 FORTUNE
17 RADIUM
18 DELPHINE CREEK
19 FAIRMONT
20 LUSSIER CANYON
21 RAM CREEK
22 FORDING MOUNTAIN
23 WILD HORSE CREEK
24 ALBERT CANYON
30 KOOTENAY LAKE
31 ST.LEON
32 NAKUSP
33 TAYLOR
34 JORDAN RANCH
35 OCTOPUS CREEK
36 KASLO CREEK
37 AINSWORTH
38 CRAWFORD CREEK

● SOURCES DE CLASSE II

25 FRIZZEL
26 LAKELSE
27 HOT SPRINGS COVE
28 FLORES ISLAND
29 HALCYON

■ SOURCES DE CLASSE III

39 ELWYN CREEK
40 TAWAH CREEK
41 MESS LAKE
42 MESS CREEK
43 BURTON CREEK
44 EUCOTT BAY
45 TALHEO
46 RISKE CREEK
47 BRIGHAM
48 RAY'S MINERAL SPRING
49 CLEARWATER
50 CANOE RIVER
51 PEBBLE CREEK
52 MEAGER CREEK
53 SKOOKUMCHUCK
54 PITT RIVER
55 SLOQUET
56 HARRISON
57 HOT SPRINGS ISLAND
58 TIELL

Figure 20-12. Carte montrant la position des principales sources thermales de l'Ouest du Canada par rapport aux ceintures volcaniques du Néogène tardif et du Quaternaire. Les sources de classe I sont associées à des réseaux d'écoulement profonds dans des roches carbonatées stratifiées; les sources de classe II émergent par des fractures formées dans les roches granitiques ou métamorphiques de régions non volcaniques; les sources de classe III sont situées à l'intérieur ou à proximité de ceintures de roches volcaniques néogènes ou plus récentes.

deur, ont permis d'observer des températures de 233 à 264°C dans les roches granitiques du socle, sous le complexe volcanique (Moore et al., 1983). Dans deux des sondages, la faible porosité et la faible perméabilité des roches empêchaient tout écoulement soutenu de vapeur, mais dans le troisième (MC-1), un écoulement de vapeur et d'eau combinées s'effectuait par une zone de failles poreuse plongeant sous la bordure nord du complexe volcanique.

Au sud du mont Meager, dans le centre de la ceinture volcanique de Garibaldi, se dresse le mont Cayley. Cet édifice volcanique d'environ 2 km³ est un dôme-coulée à plusieurs aiguilles constitué principalement de dacite et de rhyodacite (Souther, 1980; Souther et Dellechaie, 1984). La phase initiale d'édification d'un dôme central (3,8 Ma) a été suivie de la mise en place de deux dômes satellites et de l'effusion de coulées d'andésite entre 1,1 et 0,11 Ma. À chaque centre de coulée satellite correspondent des sources thermales et des anomalies de résistivité. La géothermométrie chimique des eaux provenant de ces sources et des sondages donne des résultats très divergents, les températures de réservoir indiquées variant entre 67 et 166°C. Les gradients de tempétature mesurés dans six puits forés au diamant s'échelonnent de 48 à 105°C/km. D'après une interprétation des données issues de l'exploration au mont Cayley (fig. 20-13), un réservoir avec des températures supérieures à 150°C pourrait être présent à une profondeur modérée.

Il ne s'est pas fait de travaux géophysiques ni de forages exploratoires ailleurs dans la ceinture de Garibaldi, mais la juxtaposition de sources thermales et de cônes volcaniques siliceux semble indiquer que des réservoirs géothermiques pourraient être associés au Complexe de Cauldron Dome, près du mont Cayley, et au Complexe de Mount Silverthrone dans le centre de la chaîne Côtière (voir fig. 10-7). Le Complexe de Mount Silverthrone est une structure de subsidence en chaudron, de composition dacitique, d'au moins 16 km de diamètre, qui est actif depuis un million d'années. Ses dimensions considérables, de même que la présence de sources thermales et de brèches potentiellement poreuses, sur une vaste étendue, en font une cible intéressante.

Ceinture volcanique d'Anahim

Aucune preuve directe de l'existence d'un système hydrothermal de type convectif n'a été relevée dans la ceinture volcanique d'Anahim, mais une grande anomalie thermique est indiquée par la présence de sources chaudes dans la partie occidentale de la ceinture (Souther, 1986). Ces sources semblent associées à des plutons hypovolcaniques alcalins qui ont été exhumés dans la chaîne Côtière profondément disséquée. La géothermométrie chimique des eaux qui en proviennent donne des résultats divergents, mais le géothermomètre sulfates-eau laisse prévoir des températures variant de 97 à 137°C pour les systèmes de Nascall, d'Eucott Bay et de Talheo (Clark, communication personnelle, 1985). Dans un sondage de 400 m de profondeur foré dans un des plutons hypovolcaniques près de Bella Bella, un gradient de conductivité relativement élevé de 32,2°C/km a été mesuré (Nevin Sadlier-Brown Goodbrand Ltd., communication personnelle, 1984).

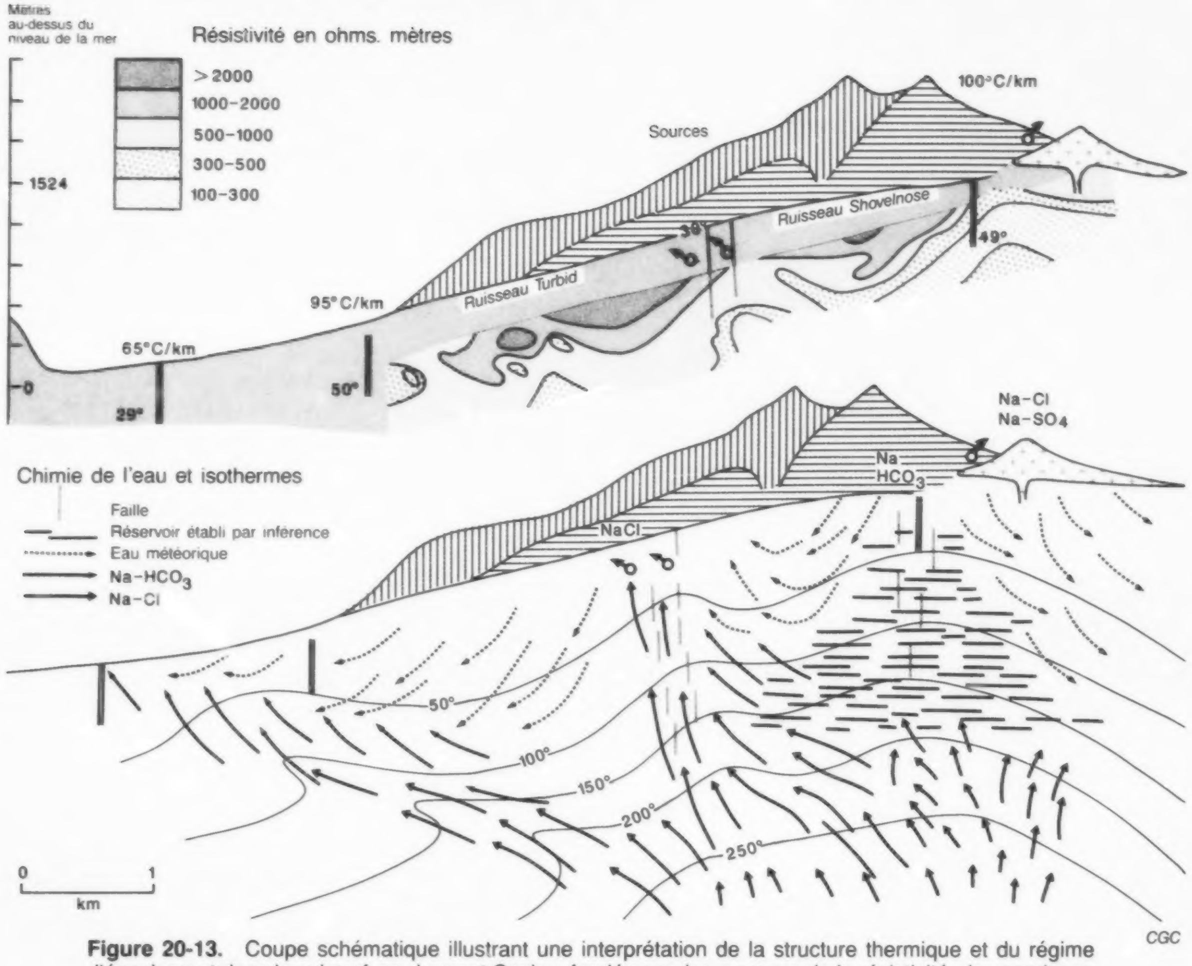


Figure 20-13. Coupe schématique illustrant une interprétation de la structure thermique et du régime d'écoulement dans la subsurface du mont Cayley, fondée sur des mesures de la résistivité, des sondages et des levés géochimiques.

Aucune source thermale n'a été trouvée dans la partie centrale de la ceinture d'Anahim, mais les eaux thermales sous les volcans-boucliers seraient probablement dispersées vers l'extérieur par les nappes de laves imperméables, interstratifiées de scories poreuses (Souther, 1984). Des sondages magnétotelluriques effectués dans le Complexe de Ilgachuz Range indiquent la présence d'une zone hypovolcanique conductive. Cet élément, combiné à la présence d'une structure en caldeira, suggère que la partie centrale du Complexe de Ilgachuz Range pourrait contenir un réservoir thermique en profondeur.

Province volcanique de Clearwater-Quesnel

Dans la région de Clearwater-Quesnel, l'activité volcanique a été marquée à son point culminant par l'épanchement de plusieurs centres basaltiques au Quaternaire (Hickson et Souther, 1984). La région présente quelques suintements d'eau chaude, mais ceux-ci n'ont apparemment aucune relation directe avec les jeunes cônes de scories. Dans la région du ruisseau Spanish, cependant, des cônes sont associés à des cavités d'éruption phréatique, ce qui indique que l'éruption a été accompagnée d'un réchauffement important des eaux souterraines. De plus, la région présente une activité sismique anormalement élevée, et les ondes S (transversales) passant sous la ceinture volcanique subissent une atténuation préférentielle (G. C. Rogers, communication personnelle, 1986). Ainsi, les données géologiques et géophysiques soutiennent l'hypothèse d'une anomalie thermique, qui pourrait être un réservoir magmatique, sous une partie de la province volcanique de Clearwater-Quesnel. C'est pourquoi on attribue à cette région un certain potentiel de production d'énergie géothermique.

Ceinture volcanique de Stikine

Les plus grands centres de la ceinture volcanique de Stikine, les complexes de Level Mountain, Mount Edziza et Hoodoo Mountain, se composent d'associations bimodales de basalte

et de rhyolite qui semblent issues d'une cristallisation fractionnée dans des réservoirs magmatiques crustaux (Souther, 1975; Souther et Hickson, 1984). Ces réservoirs ont été actifs par intermittence tout au long du Néogène et jusqu'au Quaternaire, et la présence des sources thermales qui leur sont associées donne à penser qu'il existe dans la partie centrale de la ceinture une anomalie thermique étendue qui pourrait renfermer par endroits des intrusions hypovolcaniques chaudes. D'après une analyse des données thermiques se rapportant à la région de Stikine (Jessop et al., 1984), le flux de chaleur de 72 mW/m² mesuré au lac Buckley, à l'ouest du mont Edziza, pourrait être dû à une accumulation de chaleur liée au volcanisme. Au lac Buckley, le gradient est de 33°C/km; à 12 km au sud-ouest du mont Edziza, un gradient de 28°C/km a été mesuré dans un puits d'exploration minérale foré au ruisseau Schaft. Le gradient thermique sous les complexes volcaniques est probablement beaucoup plus élevé. Des sources chaudes situées sur le complexe d'Edziza et déversant leurs eaux près de la base de l'empilement volcanique produisent des estimations géochimiques de température de l'ordre de 73°C. Selon une analyse chimique de l'eau de ces sources (Piteau and Associates, 1988), il semble que les systèmes hydrothermaux soient demeurés en deçà de 1 000 m de profondeur. En conséquence, d'après les estimations géothermométriques, le gradient géothermique sous le complexe volcanique serait d'environ 70°C/km. Les estimations du potentiel de la région en énergie géothermique reposent sur une hypothèse plausible selon laquelle les systèmes hydrothermaux peu profonds qui alimentent les sources existantes recouvrent des systèmes convectifs qui produisent les forts gradients observés. La présence d'une zone imperméable, rendue étanche par la précipitation de minéraux secondaires, entrave probablement les échanges entre les deux systèmes superposés. Ailleurs, les champs géothermiques en production sont fréquemment recouverts d'une roche imperméable (Rybach et Muffler, 1981); toutefois, la présence en profondeur de réservoirs thermiques analogues dans la ceinture volcanique de Stikine ne pourra être confirmée que par d'autres levés géophysiques et, ultimement, par des forages d'exploration.

Évaluation des ressources

L'estimation du potentiel en énergie géothermique de la Cordillère canadienne est un exercice largement théorique, vu la faible quantité de données disponibles. Tout théorique qu'il est, cet exercice nous permet néanmoins de fixer une limite supérieure à la contribution que cette ressource est susceptible d'apporter au bilan énergétique du pays. La méthode retenue ici est une adaptation de la méthode de la United States Geological Survey, qui consiste à mesurer les volumes et températures dans chaque zone cible, à calculer le pouvoir calorifique total ou le «capital ressources» total, puis de là à estimer la quantité d'énergie récupérable (White et Williams, 1975). Les paramètres servant à calculer le «capital ressources» au Canada ont été fixés à la lumière de l'expérience acquise au mont Meager, qui est probablement représentatif d'autres cibles volcaniques de la Cordillère canadienne (fig. 20-14).

Capital ressources

La superficie de chaque anomalie est supposée égale à la superficie de l'édifice volcanique associé, et sa profondeur réelle, égale à la limite économique de forage (3 km). À l'intérieur de l'anomalie, la chaleur peut être répartie en quatre régimes thermiques: 1) 30 % de roche chaude et sèche à perméabilité nulle; 2) 20 % d'un régime hydrothermal de haute température (250°C) et à porosité de 0,1; 3) 30 % d'un régime hydrothermal de basse température (150°C) et à porosité de 0,2; 4) chaleur non économiquement exploitable (< 100°C). Compte tenu des critères définis ci-dessus et en admettant une baisse de température (ΔT) de 100°C, le capital ressources pour chaque km² de superficie de l'anomalie est de 25,7 MW/a répartis entre les quatres régimes thermiques de la façon indiquée à la figure 20-14.

Récupération des ressources

Il est posé comme principes que la chaleur de la roche chaude et sèche et la chaleur à très basse température (< 100°C) ne sont pas récupérables, que les ressources hydrothermales de haute température sont récupérées au moyen d'une turbine à vapeur classique exploitée sous faible pression, et que les ressources hydrothermales de basse température s'obtiennent au moyen d'un système à cycle binaire pouvant fonctionner à des températures de l'ordre de 150°C.

La proportion récupérable de la chaleur de ce capital ressources dépend en grande partie de la perméabilité de la roche réservoir. Dans un milieu offrant une perméabilité idéale, le facteur de récupération de l'énergie thermique est d'environ 50 %. Dans le cas d'une perméabilité de fracture, seule la chaleur se trouvant à proximité des fractures peut être amenée au fluide caloporteur pendant la durée de vie utile du réservoir, et le facteur de récupération décroît à mesure que diminue la densité des fractures. En extrapolant à partir des résultats obtenus au mont Meager et de ce que l'on connaît de la géologie de surface des autres centres volcaniques, on peut s'attendre à rencontrer, dans les réservoirs d'origine volcanique de l'Ouest du Canada, un type de perméabilité attribuable à la fracturation de roches par ailleurs imperméables. Un facteur de récupération de 0,2 est admis ici dans le cas des ressources de basse température qui se trouvent généralement à des profondeurs relativement faibles et dans des roches assez fracturées, et un facteur de 0,1 dans le cas des ressources de haute température qui sont logées dans des roches moins fracturées. Une perte supplémentaire d'énergie de 50 % survient pendant la transformation de l'énergie thermique en énergie électrique (fig. 20-15).

Estimation des ressources

L'énergie géothermique totale pouvant être récupérée de chacune des trois ceintures volcaniques du Néogène de l'Ouest du Canada a été calculée en fonction des critères définis ci-dessus (tableau 20-3). À un rythme d'exploitation de 1 000 MW, les systèmes hydrothermaux de haute température seraient épuisés au bout d'une cinquantaine d'années, et les ressources de basse température dureraient environ trois fois plus longtemps. Afin de bien se représenter cette puissance hypothétique de 1 000 MW, mentionnons qu'en 1981 la capacité mondiale de production d'électricité à partir de ressources géothermiques s'établissait à 3 300 MW. En 1981, la consommation totale d'énergie en Colombie-Britannique s'élevait à près de 40 000 MW, dont environ 8 000 MW sous forme d'électricité. On voit donc que, si le potentiel géothermique est faible comparé à la consommation totale d'énergie, il pourrait néanmoins apporter une contribution majeure à la production d'énergie électrique.

Tableau 20-3. Estimation de l'énergie récupérable à l'intérieur d'anomalies géothermiques situées dans des ceintures volcaniques néogènes et plus récentes de l'Ouest du Canada. La position des volcans associés à ces anomalies est indiquée au chapitre 10 (Assemblages du Néogène)

Ceinture volcanique	Anomalie (superficie en km²)		Énergie récupérable (mégawatts-années)	
			Haute température	Basse température
Garibaldi	Mont Meager Nord	(18)	4 590	14 580
	Mont Meager Sud	(20)	5 100	16 200
	Mont Cayley	(16)	4 080	12 960
	Cauldron	(6)	1 530	4 860
	Mont Silverthrone	(20)	5 100	16 200
SOUS-TOTAL			20 400	64 800
Anahim et Clearwater	Chaînon Ilgachuz	(12)	3 060	9 720
	Clearwater	(12)	3 060	9 720
SOUS-TOTAL			6 120	19 440
Stikine	Mont Edziza			
	Elwyn	(12)	3 060	9 720
	Taweh	(20)	5 100	16 200
	Mess	(25)	6 375	20 250
	Mont Level	(10)	2 550	8 100
	Mont Hoodoo	(16)	4 080	12 960
SOUS-TOTAL			21 165	67 230
ÉNERGIE RÉCUPÉRABLE TOTALE (ESTIMATION)			**47 685**	**151 470**

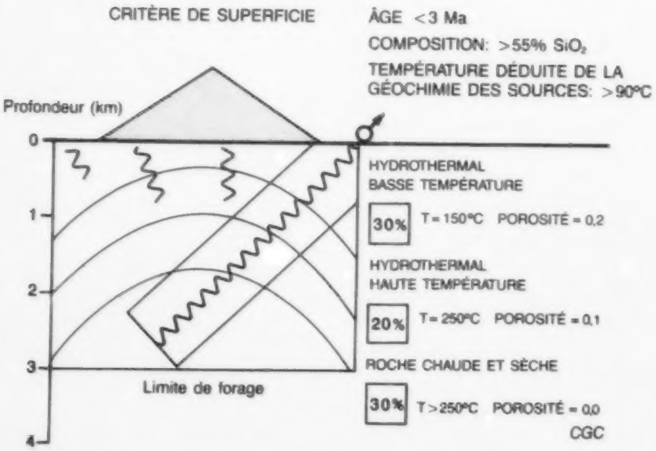


Figure 20-14. Modèle de structure thermique, indiquant la répartition présumée de la chaleur entre les quatre régimes thermiques dans la subsurface d'une anomalie géothermique associée à un centre volcanique dans l'Ouest du Canada.

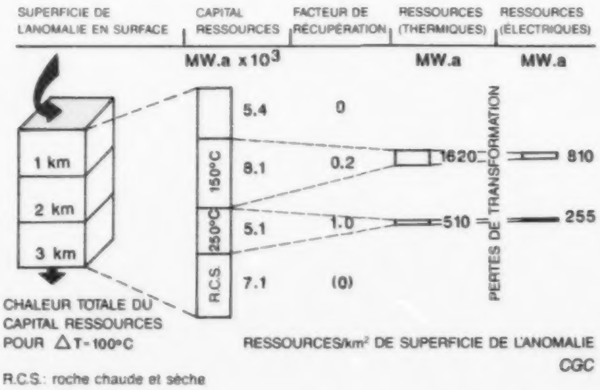


Figure 20-15. Diagramme schématique illustrant la quantité d'énergie récupérable d'un capital ressources de 3 km³ (anomalie de 1 km²), avec une structure thermique comparable à celle du modèle de la figure 20-14.

PARTIE E. EAUX SOUTERRAINES

E.C. Halstead

Milieu hydrogéologique

La géologie et la topographie de la Cordillère sont des facteurs importants dans la formation et la distribution ultérieure des précipitations, dans l'accumulation des eaux de ruissellement en réseaux hydrographiques et dans l'alimentation des réseaux d'écoulement souterrains. Par exemple, de grandes étendues des versants montagneux situés face au vent en Colombie-Britannique et dans le sud-ouest du Yukon reçoivent chaque année plus de 3 200 mm de précipitations, alors que, dans la même région, il en tombe à peine 400 mm sur les versants situés sous le vent et dans les vallées intérieures. Étant donné l'influence de la topographie sur le climat, le volume des précipitations varie énormément en fonction de l'altitude, de l'aspect des versants et de la latitude, et selon que l'on se trouve à proximité des côtes ou vers l'intérieur des terres. Il en résulte des conditions climatiques allant d'un extrême à l'autre : champs de glace permanents sur les sommets les plus élevées, conditions quasi désertiques dans les vallées intérieures et pergélisol discontinu ou continu aux plus hautes latitudes et altitudes.

Les précipitations constituent la source principale de toutes les eaux de surface et souterraines; elles dépendent, en gros, des types dominants de masses d'air (fig. 20-16). À l'intérieur de la zone côtière, la circulation d'air en provenance du Pacifique maintient des températures annuelles relativement douces et des hivers humides, en raison des fréquentes tempêtes cycloniques des latitudes moyennes. Des masses d'air continental polaire et arctique dominent généralement dans les régions septentrionales et étendent leur influence dans les vallées intérieures pour y amener des températures plus froides et des précipitations modérées. En général, les montagnes du Domaine insulaire et le flanc occidental de la chaîne Côtière sont des zones humides séparées par une dépression côtière un peu plus sèche. À l'est de la chaîne Côtière, le Plateau intérieur et ses vallées sont relativement secs; ils sont limités à l'est par la zone humide de l'intérieur, dans laquelle se tranche la zone moins humide du sillon des Rocheuses. Ces contrastes ont des effets sur la distribution des eaux souterraines et superficielles, de même que sur les configurations du ruissellement. Dans l'ensemble de la Cordillère, environ 89 % des précipitations forment des eaux de ruissellement (Annuaires de l'eau du Canada, 1978-1979); localement, toutefois, on note des différences considérables. À l'intérieur du bassin de Lillooet de la chaîne Côtière, 61 % des précipitations annuelles totales quittent le bassin sous forme d'eaux de ruissellement et 17 % sous forme d'eaux d'infiltration (Jamieson et Freeze, 1983). Lawson (1968) a estimé que, dans le bassin du ruisseau Trapping, dans les hautes terres d'Okanagan, environ 54 % des précipitations annuelles totales (559 mm) alimentent les réseaux d'écoulement souterrains.

Le potentiel d'alimentation des réseaux d'écoulement souterrains par des zones de fractures est élevé dans la Cordillère, et en particulier dans la chaîne Côtière, où les apports pluviaux varient de 800 mm à plus de 2 400 mm par année. Depuis une dizaine d'années, on observe les niveaux d'eau dans un certain nombre de puits d'observation sans tubage forés jusqu'à 200 m de profondeur dans des roches plutoniques et sédimentaires, afin d'analyser les réponses hydrauliques saisonnières (Kohut et al., 1984). Les résultats indiquent que le niveau de la nappe

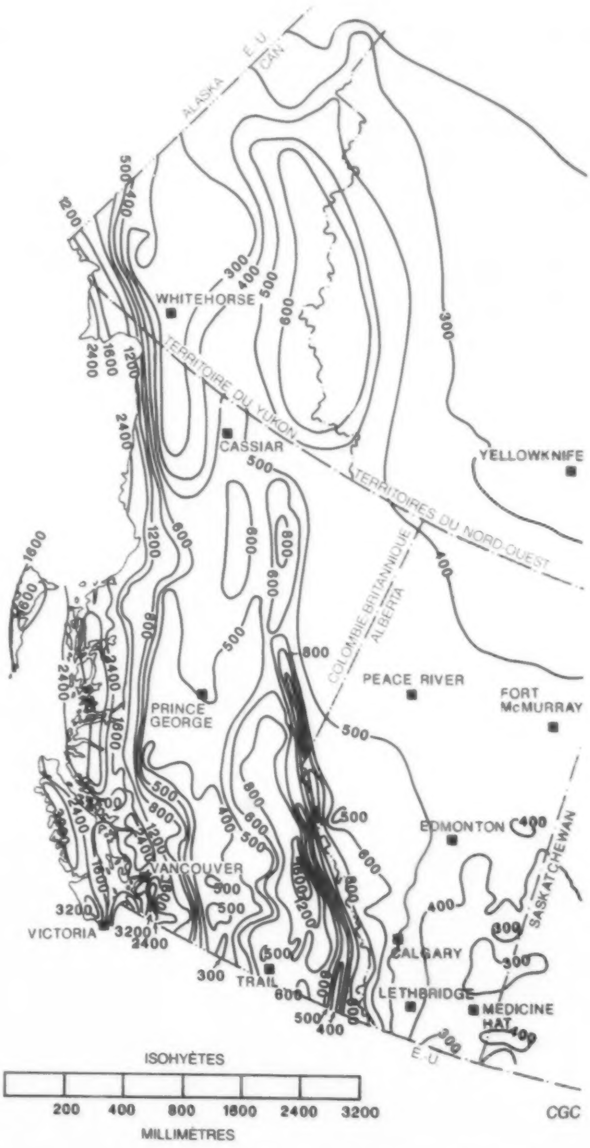


Figure 20-16. Précipitations annuelles dans la région de la Cordillère. Les valeurs indiquées sont en mm/a et représentent une moyenne établie sur une période de 30 ans (1941-1970).

phréatique réagit aux variations climatiques avec une cyclicité saisonnière. En général, les précipitations printannières et hivernales entraînent une élévation de la nappe. Le maximum saisonnier s'obtient vers la mi-avril; puis, les niveaux baissent pendant les mois plus secs de l'été et du début de l'automne, pour atteindre un minimum saisonnier entre octobre et décembre. Dans les aires d'alimentation de la nappe phréatique (hauteurs topographiques), les niveaux d'eau enregistrés varient de 2 à 6 m, et les courbes de remontée et de rabattement sont asymétriques. Dans les aires d'émergence (dépressions topographiques) et les parties plus profondes des réseaux d'écoulement souterrains (à des profondeurs supérieures à 75 m), les niveaux d'eau varient de 1 à 2 m et présentent des courbes de remontée et de rabattement presque symétriques. Les maximums et minimums saisonniers dans les aires d'émergence sont atteints plusieurs semaines après les points d'inflexion correspondants dans les aires d'alimentation. L'alimentation de la nappe phréatique peut diminuer considérablement pendant les périodes de précipitations inférieures à la normale, mais en général, elle est également limitée par la porosité et la conductivité hydraulique des fractures de la formation aquifère. Même avec des précipitations supérieures à la normale, l'alimentation de la nappe souterraine peut être limitée par les paramètres physiques des aquifères.

Dans les nappes libres qui se sont formées à l'intérieur de dépôts superficiels, dans les basses terres côtières, une élévation importante du niveau d'eau survient fréquemment dans les heures qui suivent un épisode de fortes précipitations cumulatives (10 mm). Ce phénomène peut être dû en partie à un piégeage d'air dans la zone sous-saturée, où la pression de l'air augmente jusqu'à des valeurs de beaucoup supérieures à la pression atmosphérique (Freeze et Cherry, 1979). Dans les nappes captives, qui sont saturées d'eau et recouvertes par des aquitards ou des matériaux moins perméables, le niveau de l'eau réagit uniquement aux variations de la pression atmosphérique.

Eaux souterraines dans le substratum rocheux

Dans les sections ci-dessous, sont présentées les caractéristiques hydrogéologiques de plusieurs types de roche en place, sans égard à leur âge ni à leur origine.

Roches ignées plutoniques

Les roches ignées plutoniques de la Cordillère sont massives et généralement homogènes; les porosités intercristallines y sont par conséquent rarement supérieures à 2 %. Une caractéristique commune de la plupart des plutons du Domaine côtier est l'omniprésence de réseaux de diaclases bien développés. Roddick (1965) a constaté qu'en règle générale, les diaclases sont plus serrées dans les roches riches en hornblende que dans les roches plutoniques riches en biotite. Les diaclases et les fractures ne s'étendent généralement que sur quelques dizaines de mètres, mais par endroits elles peuvent se prolonger jusqu'à quelques centaines de mètres sous la surface du sol. Des vallées majeures se sont formées le long de grandes failles ou zones de cisaillement. On aura donc plus de chances de trouver de l'eau en forant au fond des vallées ou à proximité, qu'au sommet des collines.

Kohut et al. (1983) ont étudié le comportement de l'eau souterraine dans un milieu fracturé du Domaine insulaire, en observant les effets du pompage dans deux puits d'irrigation forés dans des roches plutoniques, dans le sud de l'île de Vancouver. Dans ces deux puits de 200 mm de diamètre et de 67 et 179 m de profondeur, des débits de pompage de 10,3 et 12,3 L/s ont été maintenus pendant 70 et 65 jours respectivement; les niveaux de l'eau ont été contrôlés dans des puits forés au voisinage dans le substratum rocheux.

Ce pompage a produit des cônes de rabattement de la nappe phréatique présentant une linéarité marquée (dépressions linéaires), qui s'étendaient sur plus de 1 500 m à partir des puits de pompage. Les axes longitudinaux des cônes de rabattement de la nappe phréatique n'étaient pas parallèles à l'orientation des fractures régionales; leurs directions coïncidaient avec les lieux des intersections de deux familles de diaclases du substratum rocheux et bissectaient les angles entre ces familles. À partir des puits de pompage, les cônes de rabattement de la nappe phréatique s'allongeaient dans la direction des aires d'alimentation locales, c'est-à-dire dans le sens de l'augmentation de la charge hydraulique régionale. Cette observation peut être trompeuse, parce que les puits d'observation en aval-gradient des puits de pompage était trop peu nombreux pour que l'on ait pu déterminer toute l'étendue et la forme des dépressions (cônes de rabattement). Les facteurs qui interviennent probablement dans la formation des dépressions dues à l'abaissement de la nappe phréatique dans une roche en place fracturée sont l'orientation, l'espacement, les caractéristiques dimensionnelles, le degré d'interconnexion et la perméabilité des fractures, de même que le gradient hydraulique régional. L'existence même de ce phénomène de rabattement linéaire indique que l'anisotropie des fractures a un effet prononcé sur l'ampleur et la direction de l'abaissement de la nappe phréatique autour d'un puits où il y a pompage en terrain granitique.

Roches sédimentaires plissées et faillées

Les principales régions habitées en milieu de roches sédimentaires plissées et faillées comprennent le Domaine de l'avant-pays en entier, de même qu'une zone de roches analogues qui s'allonge vers le sud du côté est de l'île de Vancouver, depuis la rivière Campbell jusqu'aux îles Gulf.

Hydrologiquement, le Domaine de l'avant-pays est constitué d'un certain nombre de cellules distinctes dans lesquelles le ruissellement en surface joue un rôle majeur, et la circulation des eaux souterraines, un rôle de second plan (Cherry et al., 1972). Souvent, il n'y a pas de transfert d'eau subsuperficielle d'une cellule à la cellule suivante; parfois il y a transfert d'eau, lorsque la structure et la perméabilité sont adéquates, mais encore là, les quantités d'eau en jeu sont minimes. Dans plusieurs cas, la circulation s'effectue à une profondeur et à une vitesse suffisantes pour produire l'émergence d'eau géothermiquement chauffée et riche en SO_4^{2-}.

Cherry et al. (1972) ont observé que les Rocheuses et les Foothills pouvaient être séparés en quatre zones hydrogéologiques caractérisées par les pentes moyennes des versants de leurs vallées. Les zones alpines, où les pentes sont supérieures à 16°, comportent de nombreuses sources et de nombreux suintements à débit et température variables, qui réagissent rapidement aux précipitations.

La composition des eaux souterraines s'y caractérise par des teneurs extrêmement faibles (100 mg/L) en solides dissous et par la prédominance des ions Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO_3^-. Les aires d'alimentation sont couramment dépourvues de végétation ou ne supportent que des arbres, arbustes et herbes rabougris, alors que les aires d'émergence supportent une luxuriante végétation de phréatophytes.

Les pentes de 4° à 16° présentent des phénomènes analogues à ceux observés dans les zones alpines; les débits et les températures des sources sont toutefois moins variables, et les concentrations de solides dissous totales, légèrement plus élevées. Dans ces zones, les réseaux d'écoulement souterrains semblent moins dynamiques que dans les zones alpines; ils sont plus profonds, plus étendus et moins sujets aux variations.

Dans la zone hydrogéologique au relief valonné, où les pentes varient entre 1° et 4°, les sources sont nombreuses et les débits peuvent être forts (plusieurs centaines de litres à la minute) et réguliers. L'eau contient principalement les ions Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO_3^-, mais elle renferme également des quantités mineures de Na^+ et SO_4^{2-}. Les concentrations de solides dissous sont de l'ordre de 100 à 600 mg/L. Le réseau d'écoulement souterrain type est actif, modérément profond (30 à 120 m) et assez long, et son débit relativement régulier.

Dans la zone hydrogéologique au relief ondulé, les pentes varient entre 0,25° et 1°, et le débit des sources est généralement de 45 L/min ou moins, mais il est régulier pendant toute l'année. Les concentrations de solides dissous atteignent 800 mg/L. Les ions Na^+, SO_4^{2-} et Cl^- prédominent dans l'eau souterraine. L'écoulement de l'eau, dans de longs réseaux situés à des profondeurs modérées, est lent et réagit avec modération aux variations climatiques à court terme.

Dans le Groupe de Nanaimo de l'île de Vancouver orientale et des îles Gulf adjacentes, l'eau souterraine circule en grande partie par des systèmes de fractures; l'importance hydrogéologique des plis et des failles de direction nord-ouest reste à déterminer. La présence répandue d'eau souterraine dans le substratum rocheux indique que la circulation de l'eau est davantage associée à des systèmes de diaclases qu'à des failles discrètes. Les puits peuvent produire jusqu'à 4 L/s. La qualité de l'eau est variable, le sodium étant le cation le plus abondant dans tous les échantillons; l'eau souterraine est souvent très minéralisée à proximité des failles. Dans leur étude du régime d'écoulement des eaux souterraines à l'île Mayne, Dakin et al. (1983) ont constaté d'après des données isotopiques que toutes les eaux souterraines de l'île sont d'origine météorique et récentes, et que les réseaux d'écoulement prédominants sont locaux, sans le moindre indice d'une émergence de réseaux régionaux profonds. Les principaux ions présents sont le sodium et le chlorure, et la concentration des solides dissous varie de moins de 500 mg/L à plus de 13 000 mg/L. La concentration de sel dans les eaux souterraines peut s'expliquer par un processus de diffusion moléculaire qui libère lentement les ions Na^+ et Cl^- des shales de faible perméabilité qui sont recoupés par les systèmes de fractures empruntés par les eaux souterraines. Dans le régime hydrologique actuel de l'île, on pense que l'intrusion d'eau de mer et l'ascension de saumure provenant des profondeurs du bassin sédimentaire représentent des apports de sel négligeables aux réseaux d'écoulement souterrains. Toutefois, dans l'île Saltspring, on trouve au moins six suintements d'eau salée d'origine probablement profonde, mais par ailleurs inconnue.

Coulées de lave horizontales et légèrement inclinées

Les laves du Groupe de Chilcotin, dans le Domaine intermontagneux, constituent peut-être l'un des plus importants aquifères de substratum rocheux de la Cordillère. Leur structure interne permet une circulation relativement libre, et il n'est pas rare de rencontrer des sources à la base des coulées de lave. Comme les laves affleurent dans une zone relativement sèche où les précipitations annuelles varient entre 30 et 50 cm (fig. 20-17), l'alimentation disponible est restreinte. Dans certains secteurs, les débits des puits peuvent atteindre 1,6 L/s; on a même obtenu un rendement de 12 L/s à l'un des puits.

Eaux souterraines dans les dépôts de surface

Les dépôts de surface meubles recouvrant le substratum rocheux constituent la principale source d'approvisionnement en eaux souterraines dans la Cordillère. La géologie des dépôts de surface est complexe et variée, les dépôts les plus importants se trouvant dans des vallées de cours d'eau actuels, où ils peuvent atteindre une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. Des puits de grande capacité ont été forés à proximité de cours d'eau (tableau 20-4).

Basses terres côtières

Les basses terres côtières (fig. 20-18) englobent les basses terres du Fraser et les secteurs à faible relief adjacents au détroit de Georgia. À l'intérieur de cette région, les dépôts glaciogéniques sont répartis en plusieurs unités hydrostratigraphiques, dont certaines, à la manière de toits imperméables, retardent la circulation des eaux souterraines.

Dans les basses terres du Fraser, de grandes étendues sont recouvertes de sables et graviers fluviatiles déposés sous forme d'épandages deltaïques ou de cônes de déjection. Ces sédiments constituent des aquifères à nappe libre qui chaque année sont alimentés par les précipitations hivernales; pendant les mois d'été plus secs, l'émergence de ces eaux souterraines maintient le débit, réduit, des cours d'eau surimposés. Dans un grand nombre de puits municipaux, industriels et agricoles, ces aquifères débitent couramment 100 L/s ou plus. Comme elles séjournent peu de temps dans les aquifères, les eaux souterraines sont de bonne qualité et présentent des concentrations de solides dissous inférieures à 100 mg/L. Des aquifères à nappe captive composés de sables et graviers fluviatiles sous des argiles pierreuses ou associés à des diamictites sont également présents à de plus grandes profondeurs. Dans ces cas, le sodium et le bicarbonate sont les principaux éléments constituants de l'eau, dans laquelle la concentration des solides dissous peut atteindre 250 mg/L. Des lentilles interconnectées de matériaux plus grossiers, présentes dans des silts, argiles et sables fins remplissant des vallées sur des épaisseurs supérieures à 300 m, fournissent couramment des eaux artésiennes. Dans les eaux souterraines issues de ces profonds aquifères, la concentration de solides

dissous peut atteindre 1 000 mg/L, avec prédominance du sodium et du chlorure. En raison de la forte demande d'eau en agriculture, dans l'industrie et dans les municipalités, dans les basses terres du Fraser, les eaux souterraines constituent une ressource importante; en 1981 la consommation a atteint plus de 29,0 x 10^6 m^3 (Halstead, 1985).

Sur la côte orientale de l'île de Vancouver, l'un des plus importants aquifères superficiels se compose de sables fluvioglaciaires fins à grossiers, avec des quantités mineures de silts et de graviers; à plusieurs endroits, il est exposé à la face des falaises sapées par les vagues. Il est alimenté pendant le milieu de l'hiver et renferme une eau dont la concentration de solides dissous est de l'ordre de 150 mg/L. Des essais de pompage dans plusieurs puits municipaux ont révélé des valeurs de la transmissivité (produit de la conductivité hydraulique et de l'épaisseur de la formation aquifère) légèrement supérieures à 100 m^2/d et des conductivités hydrauliques (qui mesure la capacité d'une formation aquifère à laisser circuler l'eau) d'environ 10^{-5}m/s

D'importants aquifères à nappe libre sont formés par des dépôts de sables grossiers et de graviers fluviatiles et fluvioglaciaires en terrasses qui recouvrent du till et occupent des vallées fluviales. On en trouve de nombreux exemples près des rivières Cowichan et Nanaimo. L'aquifère de Cassidy occupe une superficie d'environ 8,6 km^2 à l'intérieur de la vallée du ruisseau Haslam, un tributaire de la rivière Nanaimo. Il fournit 1 264 L/s d'une eau qui alimente des chaudières à l'usine de pâte à papier située à proximité. Sur un tronçon de la rivière Cowichan long de 0,6 km et large de 60 m, sept puits de grande capacité fournissent de 90 à 120 L/s; les transmissivités de l'aquifère atteignent 1,4 x 10^{-2}m/s.

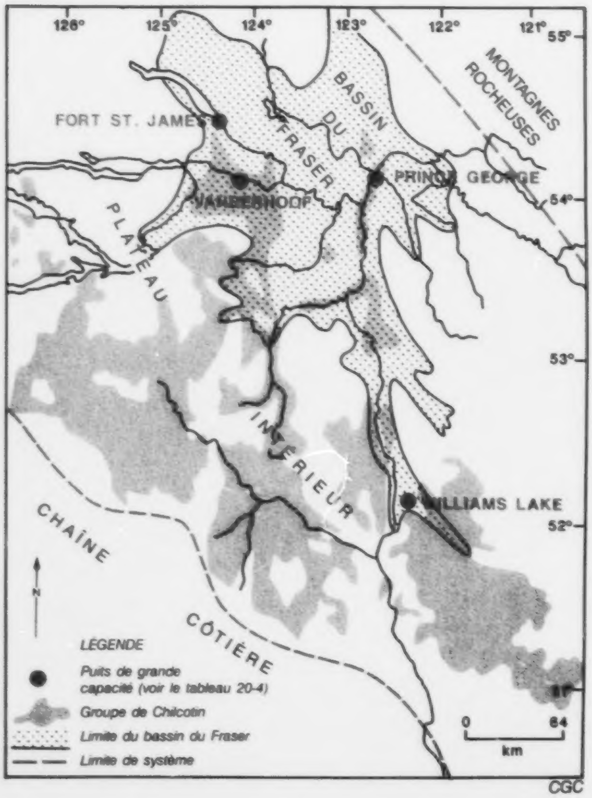


Figure 20-17. Carte montrant la position des puits de grande capacité et la répartition du Groupe de Chilcotin dans le Plateau intérieur, dans le centre de la Colombie-Britannique.

Vallées intérieures

Au Canada, le bassin versant de la vallée de l'Okanagan a une superficie de 7 700 km^2 (fig. 20-19). Les précipitations annuelles y atteignent en moyenne approximativement 558 mm, et on note des pertes considérables par évaporation et évapotranspiration; on estime qu'il reste 25 mm/a d'eaux d'infiltration (LeBreton, 1972), soit un volume de 5,4 x 10^6 m^3/a. Les recherches sur le potentiel en eaux souterraines à l'extrémité nord de la vallée, à Armstrong et aux environs, ont révélé la présence d'une séquence de remplissage de vallée composée de silts et de sables fins d'une épaisseur de 550 m, avec des matériaux plus grossiers et plus perméables qui constituent des aquifères à nappe captive. Les aquifères se trouvent à des profondeurs variant de 212 à 365 m et débitent de 2,5 à 20 L/s. La qualité de l'eau est caractérisée par des concentrations de solides dissous atteignant 500 mg/L et par la prédominance des ions du calcium, du magnésium et du bicarbonate.

Les aquifères à nappe libre situés dans la partie supérieure des dépôts de surface ont une moindre étendue et sont formés de dépôts sablo-graveleux de cônes de déjection près des versants de la vallée. L'aquifère à nappe captive de O'Keefe occupe la vallée d'un tributaire et consiste en sables et graviers atteignant 150 m d'épaisseur qui alimentent certains puits à raison de plus de 75 L/s.

Des dépôts de remplissage de vallée, qui s'étendent du lac Skaha jusqu'à la frontière des États-Unis, forment un aquifère à nappe libre composé de sables grossiers et de graviers; à l'air libre, les nappes forment des lacs dans la plaine d'épandage fluvioglaciaire criblée de dépressions. Cet aquifère est alimenté par la rivière Okanagan, après la fonte des neiges dans les hautes terres adjacentes. Des puits débitant plus de 75 L/s peuvent être forés pour l'irrigation et les besoins des municipalités.

Figure 20-18. Carte des basses terres côtières du Fraser, montrant la position des puits de grande capacité.

Tableau 20-4. Puits de grande capacité dans des dépôts de surface

Entité topographique	Endroit	Aquifère (lithologie)	Profondeur moyenne des puits (m)	Débit L/s	Transmissivité m^2/s	Utilisation
	Duncan	sables et graviers, nappe libre	21	126	1,4 X 10^{-1}	Puits municipal
	Cassidy	sables et graviers, nappe libre	20	1 264	7,0 x 10^{-2}	Usages industriels
Plaine côtière	Parksville	sables, nappe partiellement captive	20		1,1 x 10^{-3}	Puits de collecte, Puits municipaux et sources
	Abbotsford	sables et graviers, nappe captive	80	158	4,9 x 10^{-2}	Élevage de truites
	Ruisseau Inches	sables et graviers alluviaux, nappe libre	21	95	2,7 x 10^{-1}	Élevage de saumons
Vallée de la Similkameen	Keremeos	sables et graviers fluvio-glaciaires, nappe libre	42	109	1,4 x 10^{-1}	Irrigation
Vallée de l'Okanagan	Armstrong	sables et graviers, nappe captive	350	31,5	2,2 x 10^{-3}	
	Okanagan Falls	sables et graviers fluvio-glaciaires	128	75	2,5 x 10^{-3}	Usages municipaux
Vallée de Highland	Copper Mines	sables et graviers fluvio-glaciaires, nappe captive	90	31,5		Usages industriels
Vallée du Columbia	Castlegar	sables et graviers fluvio-glaciaires, nappe captive	44	139	1,7 x 10^{-1}	Usages municipaux
Sillon de Purcell	Creston	sables et graviers alluviaux, nappe libre	25	58		Usages municipaux
	Cranbrook	sables et graviers alluviaux, nappe libre	15	57	2,8 x 10^{-2}	Usages municipaux
Sillon des Rocheuses du Sud	Bull River	sables et graviers alluviaux, nappe libre	22	126		Pisciculture
Plateau intérieur	Williams Lake	sables et graviers fluvio-glaciaires, nappe captive	60	126	8,9 x 10^{-2}	Usages municipaux
	Prince George	sables et graviers fluviaux, nappe libre	30	802	1,3 x 10^{-1}	Puits municipaux à drains horizontaux rayonnants
et	Vanderhoof	sables et graviers fluvio-glaciaires, nappe captive	185	70	1,4 x 10^{-2}	Puits municipal
Bassin du Fraser	Fort St. James	sables et graviers fluvio-glaciaires, nappe captive	100	265	1,4 x 10^{-2}	Puits municipal
Plaine de Liard	Watson Lake	sables et graviers alluviaux et fluvio-glaciaires, nappe libre	21	64	1,4 x 10^{-3}	Usages municipaux
	Whitehorse	sables et graviers alluviaux	19	80	5,1 x 10^{-2}	App. en eau de Riverdale
Vallée	Whitehorse	sables et graviers alluviaux	10	4	8,3 x 10^{-3}	App. en eau de Porter Creek
du	Whitehorse	sables et graviers alluviaux, nappe captive	67	30	5,1 x 10^{-2}	Puits de pépinière
Yukon	Dawson	sables et graviers alluviaux	7	126		Usages municipaux

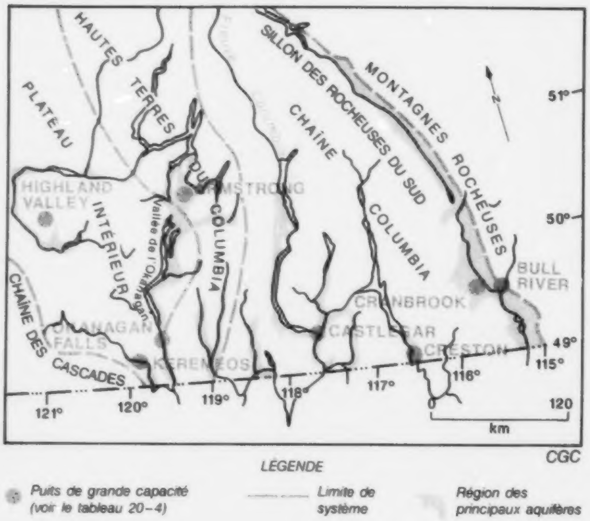


Figure 20-19. Carte des vallées intérieures, montrant la superficie des principaux aquifères et la position des puits de grande capacité.

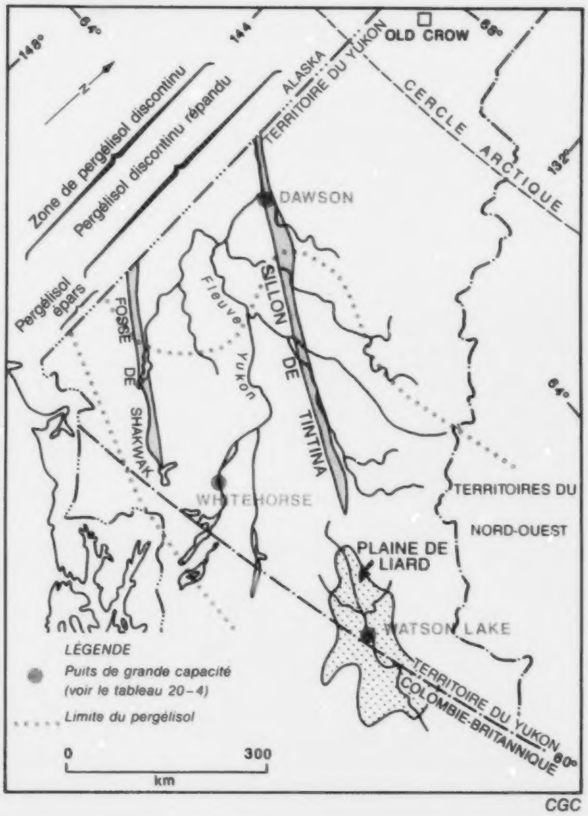


Figure 20-20. Carte du Yukon, montrant la position des puits de grande capacité et les limites du pergélisol.

Dans la vallée du fleuve Columbia, le sillon de Purcell et le sillon des Rocheuses du Sud, les principaux aquifères sont formés par deux séquences fluvioglaciaires stratifiées, séparées par du till. Ils sont alimentés annuellement par les eaux de fonte printannière et les eaux pluviales des hautes terres adjacentes. À certains endroits, ces aquifères à nappe captive alimentent de longs réseaux d'écoulement qui fournissent des eaux artésiennes à des températures un peu plus élevées que les températures annuelles moyennes de l'air dans la région.

Le bassin du fleuve Fraser (fig. 20-17), dans le Domaine intermontagneux, présente un potentiel considérable en eaux souterraines. Le principal aquifère se compose de sables et graviers fluviatiles et fluvioglaciaires qui occupent des lits de cours d'eau enfouis, entaillés dans des tills plus anciens ou dans le substratum rocheux. Ces aquifères sont recouverts de sédiments lacustres qui se sont déposés dans des lacs de barrage glaciaire ayant occupé le bassin pendant la déglaciation.

Un grand nombre de vallées du Yukon (fig. 20-20) renferment fréquemment deux aquifères potentiels. Le premier se compose de dépôts récents et peu profonds de sables et graviers alluviaux, qui sont associés aux plaines d'inondation des cours d'eau existants, et le deuxième est un aquifère plus profond formé de sables et graviers fluvioglaciaires, avec des lentilles sablo-graveleuses dans du till, qui remplissent les vallées. Dans certaines vallées, comme celle de la Shakwak, les forages ont recoupé le matériau grossier d'un aquifère sous-jacent au till à des profondeurs supérieures à 150 m.

Pergélisol

Les eaux souterraines dans les zones de pergélisol diffèrent par leur répartition et par leur hydrologie de celles qui circulent sous les climats plus chauds, en raison de la présence de sol gelé à très faible perméabilité. Dans la région de pergélisol discontinu, l'eau souterraine peut être obtenue des zones non gelées. Dans la région de pergélisol continu, il est souvent peu pratique, et parfois impossible, d'obtenir des approvisionnements en eau souterraine aux endroits où le pergélisol s'étend jusqu'au substratum rocheux.

Les principaux effets du pergélisol sur l'hydrologie d'une région sont de limiter la circulation des eaux souterraines. Dans les régions à faible relief, cela entraîne la formation de nombreux lacs et marécages. Dans les régions au relief accentué, par contre, le ruissellement est souvent rapide en raison de l'absence d'infiltration.

En milieu pergélisolé, l'eau souterraine peut circuler au-dessus du pergélisol, à l'intérieur ou au-dessous. L'eau sus-jacente au pergélisol est présente presque partout pendant la saison de fonte estivale. Si le dégel atteint une profondeur suffisante, il peut se former, perché sur le matériau gelé, un réservoir appréciable d'eau souterraine. Les eaux sous-lacustres et sous-fluviales font également partie de cette catégorie. Des puits forés à faible profondeur dans cette zone active (mollisol) donnent accès à des sources d'eau temporaires durant l'été.

L'eau sous-jacente au pergélisol s'étend sur de vastes étendues horizontales. Elle alimente plusieurs puits le

long de la Route de l'Alaska entre Haines Junction et la frontière de l'Alaska. La route emprunte la vallée de la Shakwak, sous le fond de laquelle se trouvent des dépôts étendus de sables et graviers fluvioglaciaires. L'eau arrivant aux puits provient apparemment des couches sous-jacentes au pergélisol. Un autre exemple s'est présenté au cours de travaux d'exploitation minière dans la vallée du ruisseau Eldorado, près de Dawson, où un puits de 67 m a été foré jusqu'au substratum rocheux à travers des vases, des sables et des graviers gelés. L'eau présente dans le substratum s'écoulait à raison de 75 L/s environ. La teneur en minéraux de l'eau sous-jacente au pergélisol est généralement élevée.

De nombreuses sources, quelques-unes thermales, ont été relevées dans la Cordillère septentrionale, mais leur relation avec le pergélisol est mal connue. Les roches hôtes les plus communes des sources majeures sont le calcaire et la dolomie; aussi, l'eau présente-t-elle des teneurs élevées en sels de calcium et de magnésium. Dans plusieurs des sources les plus importantes, l'eau se caractérise par une teneur élevée en sulfates, ce que l'on attribue à la dissolution d'anhydrite ou de gypse, ou encore à l'oxydation de roches pyriteuses. Des chlorures se présentent également dans certaines sources; dans la plupart des cas, ils proviennent de la dissolution de halite de subsurface.

Old Crow, au Yukon, est la seule agglomération canadienne en milieu de pergélisol continu à s'approvisionner en permanence à des sources sous-jacentes au pergélisol; plusieurs agglomérations le font en milieu de pergélisol discontinu. Celles-ci vivent à proximité de grands lacs ou cours d'eau et creusent leurs puits dans des matériaux non gelés tout près des plans d'eau. Dawson et Hay River s'approvisionnent ainsi. Whitehorse s'approvisionne à des sources artésiennes en plus de puiser de l'eau dans le fleuve Yukon; elle utilise l'eau souterraine pour réchauffer l'eau du fleuve pendant les périodes froides et l'empêcher ainsi de geler dans le réseau de distribution.

RÉFÉRENCES

Alberta Energy Resources Conservation Board - Alberta
1981: Reserves of Coal Province of Alberta, ERCB 81-31; Energy Resources Conservation Board, Alberta Canada.

Armstrong, J.E.
1983: Environmental and engineering applications of the surficial geology of the Fraser Lowland, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 83-23.

Bally, A.W., Gordy, P.L., and Stewart, G.A.
1966: Structure, seismic data, and orogenic evolution of southern Canadian Rocky Mountains; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 14, p. 337-381.

Bates, D.V., Murray, J.W., and Raudsepp, V.
1980: British Columbia - Royal commission of inquiry, health and environmental protection, uranium mining - Volume I Commissioners Report; Queen's Printer, Victoria, B.C., Canada, 328 pages and one map.

Bell, R.T.
1982: Comments on the geology and uraniferous mineral occurrences of the Wernecke Mountains, Yukon and District of Mackenzie; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 82-1B, p. 279-284.
1985: Overview of uranium in volcanic rocks of the Canadian Cordillera; in Uranium in Volcanic Rocks, IAEA; TC-490, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, p. 319-335.

Bell, R.T.
1986: Megabreccias in northeastern Wernecke Mountains, Yukon Territory; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 86-1A, p. 375-384.
1989: A conceptual model for development of megabreccias and associated mineral deposits in Wernecke Mountains, Canada, Copperbelt, Zaire, and Flinders Range, Australia; in Uranium Resources and Geology of North America, International Atomic Energy Agency, Vienna, IAEA TEC-DOC-500, p. 149-169.

Bell, R.T. and Jefferson, C.W.
1987: An hypothesis for an Australian - Canadian connection in the Late Proterozoic and the birth of the Pacific Ocean; in International Congress of the Geology, Structure, Mineralisation and Economics of the Pacific Rim, proceedings of Pacific Rim Congress 87. The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, Parkville, Victoria; p. 39-50.

Bevier, M.L.
1983: Regional stratigraphy and age of Chilcotin Group basalts, south-central British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 515-524.

Boyle, D.R.
1982: The formation of basal-type uranium deposits in south-central British Columbia; Economic Geology, v. 77, p. 1176-1209.

Boyle, D.R., Littlejohn, A.L., Roberts, A.C., and Watson, D.M.
1981: Ningyoite in uranium deposits of the south-central British Columbia: first North American occurrence; Canadian Mineralogist, v. 19, p. 325-331.

British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources
1983: Hydrocarbon and by-product reserves in British Columbia.

Bustin, R.M. and Moffat, I.
1983: Reconnaissance stratigraphy and structure, Groundhog coalfield, north-central British Columbia; Canadian Society of Petroleum Geology Bulletin, v. 31, p. 231-245.

Cameron, B.E.B. and Tipper, H.W.
1981: Jurassic biostratigraphy, stratigraphy and related hydrocarbon occurrences of Queen Charlotte Islands, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 81-1A, p. 209-212.
1985: Jurassic stratigraphy of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 365.

Canada Water Year Book, Environment Canada
1978-1979: Hydrology of Permafrost Regions, p. 29-34.
1979-1980: Ground Water, p. 69-79.

Cherry, J.A., van Everdingen, R.O., Meneley, W.W., and Toth, J.
1972: Hydrogeology of Rocky Mountains and Interior Plains; International Geological Congress, Field Guide A 26.

Clague, J.J.
1975: Late Quaternary sediments and geomorphic history of the southern Rocky Mountain Trench, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 12, p. 595-605.
1981: Late Quaternary geology and geochronology of British Columbia, Part 2, Summary and discussion of radiocarbon dated Quaternary history; Geological Survey of Canada, Paper 80-35.

Clark, I.D., Fritz, P., Michel, F.A., and Souther, J.G.
1982: Isotope hydrogeology and geothermometry of the Mount Meager geothermal area; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 1454-1473.

Culbert, R.R., Boyle, D.R., and Levinson, A.A.
1984: Surficial uranium deposits in Canada; in Surficial Uranium Deposits, P.D. Toens (ed.), International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, p. 179-191.

Dakin, R.A., Farvolden, R.N., Cherry, J.A., and Fritz, P.
1983: Origin of dissolved solids in groundwaters of Mayne Island, British Columbia; Journal of Hydrology, v. 63, p. 233-270.

Dalgarno, C.R. and Johnson, J.E.
1968: Diapiric structures and Late Precambrian - Early Cambrian sedimentation in Flinders Ranges, South Australia; in Diapirism and Diapirs, a Symposium, J. Braunstein and G.D. O'Brian (ed.), American Association of Petroleum Geologists, Memoir 8, p. 301-314.

Energy, Mines and Resources Canada
1980: Coal Resources and Reserves of Canada; Energy, Mines and Resources Canada Report ER-79-9, 37 p.

Foreraker, J.C., Livingston, E., and Brown, W.L.
in press: The contribution of groundwater to the development of the agricultural and industrial bases of British Columbia; Proceedings International Association Scientific Hydrology, Great Britain, 1985 (in press).

Fournier, R.O. and Rowe, J.J.
1966: Estimation of underground temperatures from silica content of water from hot springs and wet steam wells; American Journal of Science, v. 264, p. 685-697.

Fournier, R.O. and Truesdell, A.H.
1973: An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters; Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 37, p. 1255-1275.

Freeze, R.A. and Cherry, R.N.
1979: Groundwater; Prentice-Hall Inc., 604 p.

Gallup, W.B.
1951: Geology of Turner Valley oil and gas field, Alberta; American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 35, p. 797-871.

Graham, P.S.W.
1978: Geology and coal resources of the Tertiary sediments, Quesnel-Prince George Area, British Columbia; Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 59-63.

Halstead, E.C.
1986: Groundwater supply — Fraser Lowland, British Columbia; Environment Canada, National Hydrology Research Institute, Paper No. 26, Inland Waters Directorate Scientific Series No. 145, 80 p.

Hess, P.
1985: Groundwater use in Canada; Environment Canada, National Hydrology Research Institute.

Hickson, C.J. and Souther, J.G.
1984: Late Cenozoic volcanic rocks of the Clearwater-Wells Gray area, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 267-277.

Holten, M.E. and Mellon, G.B.
1972: Geology of the Luscar (Blairmore) coalbeds, central Alberta Foothills; in Proceedings First Geological Conference on Western Canadian Coal, G.B. Mellon, J.W. Kramer and E.J. Seagel (ed.), Research Council of Alberta Information Series No. 60, p. 124-136.

Hughes, J.D. and Long, D.G.F.
1980: Geology and coal resource potential of Early Tertiary strata along Tintina Trench, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Paper 79-32, 21 p.

Hydrological Atlas of Canada
1978: Fisheries and Environment Canada, 34 maps.

Indian and Northern Affairs Canada
1983: Yukon - Exploration and Geology 1982; Exploration and Geological Services, Indian and Northern Affairs Canada, Canadian Government Publishing Centre, Supply and Services Canada, Ottawa, Ontario, Canada, p. 259.

Jamieson, G.R. and Freeze, R.A.
1983: Determining hydraulic conductivity distributions in a mountainous area using mathematical modelling; Ground Water, v. 21, p. 168-177.

Jessop, A.M., Souther, J.G., Lewis, T.J., and Judge, A.S.
1984: Geothermal measurements in northern British Columbia and southern Yukon Territory; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 599-608.

Jones, L.D.
1990: Uranium and thorium occurrences in British Columbia, British Columbia, Geological Survey Branch, Open File 1990-32, 78 pages, 1 map and 1 MINFILE dataset disc.

Katayama, M., Kubo, K., and Hirono, S.
1974: Genesis of uranium deposits of the Tono mine, Japan; in Formation of Uranium Ore Deposits, IAEA-SM-183, International Atomic Energy Agency, Vienna, Austria, p. 437-452.

Kempthorne, R.H. and Irish, J.P.R.
1981: Norman Wells - A new look at one of Canada's largest oilfields; Journal of Petroleum Technology, 33 p.

Koch, N.G.
1973: Central Cordilleran region; in Future Petroleum Provinces of Canada, R.G. McCrossan (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 37-72.

Kohut, A.P., Foweraker, J.C., Johanson, D.A., Tradewell, E.H., and Hodge, W.S.
1983: Pumping effects of wells in fractured granitic terrain; Ground Water, v. 21, p. 564-572.

Kohut, A.P., Hodge, W.S., Johanson, D.A., and Kalyna, D.
in press: Natural seasonal response of groundwater levels in fractured bedrock aquifers of the southern coastal region, British Columbia; International Association Scientific Hydrology Symposium, Montreal (in press).

Lawson, D.W.
1968: Groundwater flow systems in the crystalline rocks of the Okanagan Highland, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 5, p. 813-824.

Laznicka, P. and Edwards, R.J.
1979: Dolores Creek, Yukon - a disseminated copper mineralization in sodic metasomatites; Economic Geology, v. 74, p. 1352-1370.

LeBreton, E.G.
1972: A hydrogeological study of the Okanagan River Basin, Canada - British Columbia Basin Agreement, Technical Supplement 11, 87 p.

Lefebvre, J.J.
1980: A propos de l'existence d'un "Wilflysch Katangien"; Annales de la Societe geologique de Belgique, t. 103, p. 1-13.

Lewis, T.J. and Souther, J.G.
1978: Meager Mountain, B.C. - a possible geothermal energy source; Earth Physics Branch, Energy, Mines and Resources Canada, Geothermal Series No. 9.

Little, H.W.
1957: Kettle River (east half), B.C.; Geological Survey of Canada, Map 6-1957 with marginal notes.
1961: Kettle River (west half), B.C.; Geological Survey of Canada, Map 15-1961 with marginal notes.

Long, D.G.F.
1981: Dextral strike slip faults in the Canadian Cordillera and depositional environments of related freshwater intermontane coal basins; in Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins, A.D. Miall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 23, p. 153-186.

Macauley, G.
1983: Source rock - oil shale potential of the Jurassic Kunga Formation, Queen Charlotte Islands; Geological Survey of Canada, Open File 921.

Martin, H.L.
1973: Eagle Plain Basin; in Future Petroleum Provinces of Canada; R.G. McCrossan (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 275-306.

McKinney, J.S.
1983: Bonnet Plume coalfield; Mineral Deposits of Northern Cordillera symposium, Canadian Institute of Mining and Metallurgy Abstracts, 23 p.

McLean, J.R.
1982: Lithostratigraphy of the Lower Cretaceous coal bearing sequence, Foothills of Alberta; Geological Survey of Canada, Paper 80-29, 46 p.

Milner, M.W. and Craig, D.B.
1973: Coal in the Yukon; Indian and Northern Affairs Ottawa, Document 061751.

Monger, J.W.H.
1978: Evolution of the Cordillera; Energy, Mines and Resources Canada, Geos, Fall 1978, p. 5-8.

Monger, J.W.H. and Berg, H.C.
1984: Lithotectonic terrane map of western Canada and southeastern Alaska; in Lithotectonic Terrane Map of the North America Cordillera, Part B, N.S. Silberling (ed.), Department of the Interior, United States Geological Survey, Miscellaneous Field Studies, Map MF-B, p. 1-11 and 41-44.

Moore, J.N., Admas, M.C., and Stauder, J.J.
1983: Geologic and geochemical investigations of the Meager Creek Geothermal System, British Columbia Canada; in Geothermal Resources: energy on tap!, Geothermal Resources Council, Transactions Volume 7, p. 1-6.

Morton, R.D., Aubut, A., and Gandhi, S.S.
1978: Fluid inclusion studies and genesis of the Rexspar uranium-fluorite deposit, Birch Island, British Columbia; in Current Research, Part B, Geological Survey of Canada, Paper 78-1B, p. 137-140.

Muller, J.E.
1967: Kluane Lake map area Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 312, 137 p.

Muller, J.E. and Jeletzky, J.
1970: Geology of the Upper Cretaceous Nanaimo Group, Vancouver and Gulf Islands, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 69-25, 77 p.

Norcen Energy Resources Ltd.
1979: Statement of evidence relating to summary of the geology of the Blizzard uranium deposit, Phase I, overview; presented by D.A. Sawyer, Norcen Energy Resources Ltd., September 1979, to British Columbia Royal Commission of Inquiry into Uranium Mining, Document 20255, p. 11 plus figures.

Northeast Coal
1977: Northeast Coal Study, Resources Subcommittee on Northeast Development; Ministry of Mines and Petroleum Resources, British Columbia, 50 p.

Olade, M.A. and Goodfellow, W.D.
1978: Lithogeochemistry and hydrogeochemistry of uranium and associated elements in the Tombstone batholith, Yukon, Canada; in Geochemical Exploration 1978, J.R. Watterson and P.K. Theobald (ed.), Proceedings of the Seventh International Geochemical Exploration Symposium, Association of Exploration Geochemists, p. 407-428.

Piteau and Associates
1988: Geochemistry and isotope hydrology of the Mount Edziza and Mess Creek geothermal waters; Geological Survey of Canada, Open File 1732.

Preto, V.A.
1978: Setting and genesis of uranium mineralization at Rexspar; Canadian Mining and Metallurgical Bulletin, v. 71, no. 800, p. 82-88.

Read, P.B.
1979: Geology, Meager Creek geothermal area, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 603, map and descriptive notes.

Roberts, D.E. and Hudson, G.R.T.
1983: The Olympic Dam copper-uranium-gold deposit, Roxby Downs, south Australia; Economic Geology, v. 78, p. 799-822.

Roddick, J.A.
1965: Vancouver North, Coquitlam and Pitt Lake map areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 335.

Rybach, L. and Muffler, L.J.P. (editors)
1981: Geothermal Systems: Principles and case histories; John Wiley and Sons, New York - Toronto.

Sawyer, D.A., Turner, A.T., Christopher, P.A., and Boyle, D.R.
1981: Basal type uranium deposits, Okanagan region, south-central British Columbia; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits, R.I. Thompson and D.G. Cook (ed.), Calgary '81, Annual Meeting, Geological Association of Canada, p. 69-77.

Shouldice, D.H.
1973: Western Canadian continental shelf; in Future Petroleum Provinces of Canada, R.G. McCrossan (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 1, p. 7-36.

Souther, J.G.
1975: Geothermal potential of western Canada; Proceedings, 2nd United Nations Symposium of the Development and Use of Geothermal Resources, v. 1, p. 259-267.
1980: Geothermal reconnaissance in the central Garibaldi Belt; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 80-1A, p. 1-11.
1981: Canadian Geothermal Research Program; in Energy Resources of the Pacific Region, American Association of Petroleum Geologists, Studies in Geology no. 12, p. 391-400.
1984: The Ilgachuz Range, a peralkaline shield volcano in central British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 1-10.
1986: The western Anahim Belt: root zone of a peralkaline magma system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 895-908.

Souther, J.G. and Dellechaie, F.
1984: Geothermal exploration at Mt. Cayley - a Quaternary volcano in southwestern British Columbia; in Transactions, Geothermal Resources Council, 1984 Annual Meeting, p. 463-468.

Souther, J.G. and Hickson, C.J.
1984: Crystal fractionation of the basalt comendite series of the Mount Edziza Volcanic Complex, British Columbia: major and trace elements; Journal of Volcanology of Geothermal Research, v. 21, p. 79-106.

Stott, D.F.
1974: Lower Cretaceous coal measures of the Foothills of west-central Alberta and northeastern British Columbia; Canadian Institute of Mining and Metallurgy Bulletin, v. 67, p. 87-100.
1982: Lower Cretaceous Fort St. John Group and Upper Cretaceous Dunvegan Formation of the Foothills and Plains of Alberta, British Columbia, District of Mackenzie and Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Bulletin 328.
1984: Cretaceous sequences of the Foothills of the Canadian Rocky Mountains; in The Mesozoic of Middle North America, D.F. Stott and D.J. Glass (ed.), Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 9, p. 85-108.

Sutherland Brown, A.
1968: Geology of the Queen Charlotte Islands, British Columbia; British Columbia Department of Mines and Petroleum Resources, Bulletin 54, 226 p.

Sutherland Brown, A., Yorath, C.J., and Tipper, H.W.
1983: Geology and tectonic history of the Queen Charlotte Islands; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting, Victoria, B.C. Field Guide Book 8.

Tipper, H.W. and Richards, T.A.
1976: Jurassic stratigraphy and history of north-central British Columbia; Geological Survey of Canada, Bulletin 270, 73 p.

Wallace-Dudley, K.E.
1982a: Gas pools of western Canada; Geological Survey of Canada, Map 1558A.
1982b: Oil pools of western Canada; Geological Survey of Canada, Map 1559A.

Ward, P. and Stanley, K.O.
1982: The Haslam Formation: a Late Santonian - Early Campanian forearc basin deposit in the Insular Belt of southwestern British Columbia and adjacent Washington; Journal of Sedimentary Petrology, v. 52, p. 975-996.

Wheeler, J.O.
1961: Whitehorse map area Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 312, p. 156.

White, D.F. and Williams, D.L. (editors)
1975: Assessment of geothermal resources of the United States; United States Geological Survey, Circular 726.

Wright, J. and Miller, D.
1983: Rock River Coal Basin; Mineral Deposits of Northern Cordillera - a symposium; Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Abstracts, 23 p.

Yorath, C.J. and Chase, R.L.
1981: Tectonic history of the Queen Charlotte Islands and adjacent areas - a model; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 18, p. 1717-1739.

Yorath, C.J. and Cook, D.G.
1981: Cretaceous and Tertiary stratigraphy and paleogeography, northern Interior Plains, District of Mackenzie; Geological Survey of Canada, Memoir 398.

Yorath, C.J. and Hyndman, R.D.
1983: Subsidence and thermal history of Queen Charlotte Basin; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 20, p. 135-159.

Young, F.G.
1975: Upper Cretaceous stratigraphy, Yukon Coastal Plain and northwestern Mackenzie Delta; Geological Survey of Canada, Bulletin 249, 83 p.

Adresse des auteurs

C.J. Yorath
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

J.G. Souther
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

R.M. Bustin
Department of Geological Sciences
University of British Columbia
Vancouver, British Columbia
V6T 2B4

G.K. Williams
Institut de géologie sédimentaire et pétrolière
Commission géologique du Canada
3303-33rd Street N.W.
Calgary, Alberta
T2L 2A7

R.T. Bell
Commission géologique du Canada
601 rue Booth
Ottawa, Ontario
K1A 0E8

E.C. Halstead
4432 Lions Avenue
North Vancouver, British Columbia
V7R 1G0

P.L. Gordy
Box 118
Bowser, British Columbia
V0R 1G0

Imprimé au Canada

Chapitre 21

LES CATASTROPHES NATURELLES

Résumé
Introduction
Séismes
Volcanisme
Glissements de terrain
  Atténuation des risques de glissement de terrain
Avalanches
Inondations
Tsunamis
Érosion
Références

Chapitre 21

LES CATASTROPHES NATURELLES

John J. Clague

RÉSUMÉ

Dans la Cordillère canadienne, les processus géologiques et géomorphologiques au potentiel meurtrier et dévastateur sont multiples. Les risques naturels y sont principalement associés au relief montagneux, aux fortes précipitations et aux séismes.

Les séismes sont fréquents dans la Cordillère occidentale, en particulier sur le fond océanique au large des îles de la Reine-Charlotte et de l'île de Vancouver, dans le détroit de Georgia et son voisinage, ainsi que dans le massif St. Elias et les monts Mackenzie. Une grande partie de l'activité sismique est étroitement associée aux interactions des plaques lithosphériques dans le nord-est de l'océan Pacifique. Même si la plupart des séismes importants ont lieu sur le fond océanique, loin des grandes agglomérations, un séisme de magnitude 7 ou 8 et plus pourrait se produire suffisamment près de Vancouver, de Victoria ou d'autres agglomérations côtières pour causer des dommages importants et des pertes de vie.

Pendant le Quaternaire, la Cordillère occidentale canadienne a été le siège d'éruptions volcaniques. La plupart des centres volcaniques quaternaires de cette région sont de petites dimensions et ont été formés par l'épanchement de magma peu visqueux et pauvre en silice. Toute éruption future de ce type n'aurait probablement que des effets limités. Quelques gros stratovolcans, toutefois, sont le résultat d'éruptions explosives quaternaires qui ont étalé, sur de vastes étendues, des lahars, des coulées et nuées pyroclastiques, ainsi que des panaches de tephras. La plus récente éruption de ce genre a eu lieu près de la frontière Alaska-Yukon, il y a 1 200 ans.

Les glissements de terrain destructeurs sont des phénomènes courants dans la Cordillère canadienne; ils sont liés à l'instabilité des roches sur des talus abrupts et à la présence de torrents. Les types de glissement les plus destructeurs et meurtriers sont les chutes de pierres, phénomène fréquent le long des couloirs d'avalanche, les glissements rocheux plans et avalanches de pierres, phénomènes plus rares, les coulées de débris, qui traversent parfois des cônes d'éboulis inhabités, les coulées de sédiments fins et les étalements latéraux. Les mouvements de masse subaquatiques, en particulier dans les fjords, peuvent aussi être catastrophiques.

Durant l'hiver et le printemps, des avalanches de neige sèche et mouillée se produisent dans les montagnes de l'Ouest canadien; elles ont causé la mort de nombreuses personnes se consacrant à des activités récréatives ou professionnelles. Les avalanches se produisent sur des versants dénudés ou dans des ravins et gorges, dans certaines conditions météorologiques. Il est possible, dans de nombreux cas, d'identifier les zones sujettes à des avalanches et de prendre ainsi des mesures préventives.

Les fortes pluies, la fonte rapide du manteau nival ou les embâcles et débâcles causent des crues périodiques dans la plupart des cours d'eau de la Cordillère canadienne. De plus, la vidange soudaine de lacs de barrage glaciaire et de barrage morainique provoque des crues imposantes mais de courte durée. Des étendues de basses terres le long de la côte de la Colombie-Britannique sont inondées par la mer durant les grosses tempêtes, par des marées exceptionnellement hautes ou par des tsunamis. Le tsunami généré par le séisme de 1964 en Alaska a gravement endommagé des parties de Port Alberni, dans l'île de Vancouver. D'autres séismes, éloignés ou locaux, et d'autres glissements sous-marins importants pourraient déclencher des tsunamis aussi destructeurs.

L'érosion côtière et riveraine et le ravinement ont causé de lourds dégâts dans plusieurs zones de la Cordillère. Le long du détroit de Georgia et des détroits de Juan de Fuca et d'Hecate, par exemple, l'érosion littorale crée certains problèmes. Les chenaux de nombreux cours d'eau migrent ou changent soudainement de position durant les périodes de marée haute. Les cours d'eau anastomosés, nombreux dans les chaînes montagneuses englacées et dans leur voisinage, sont particulièrement sujets à des changements de trajectoire soudains, ce qui rend périlleux l'aménagement de leurs plaines d'inondation.

Clague, J. J.
1991: Les catastrophes naturelles; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 21, rév. par H. Gabrielse et C.J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America).

INTRODUCTION

Les séismes, les éruptions volcaniques, les glissements de terrain et les crues ont joué un rôle majeur dans le façonnement du relief de la Cordillère canadienne. Ces processus naturels présentent également des risques pour la population et les propriétés de cette région. Certains risques peuvent être atténués, mais il faut pour cela recueillir suffisamment de données géologiques, géophysiques et historiques pour déterminer le lieu, l'ampleur et la fréquence des catastrophes futures. Comme les séismes, les crues et les avalanches sont des phénomènes répétitifs, il est possible d'évaluer les risques en faisant des observations sur une période de temps relativement courte. On peut en outre circonscrire les zones où des éruptions volcaniques et des glissements de terrain sont susceptibles de se produire, sans aller, cependant, jusqu'à prévoir

exactement où et quand ils se manifesteront. Si les zones à risque doivent être évitées dans la mesure du possible, elles peuvent néanmoins se prêter à une certaine utilisation, moyennant des mesures de précaution adéquates.

Le présent chapitre décrit brièvement les processus naturels à caractère meurtrier et dévastateur qui peuvent se produire dans la Cordillère canadienne, à savoir les séismes, les éruptions volcaniques, les glissements de terrain, les avalanches, les crues, les tsunamis et l'érosion.

SÉISMES

Dans certaines parties de la Cordillère canadienne, la fréquence des séismes est élevée, en raison de la proximité des limites des plaques lithosphériques dans le nord-ouest de l'océan Pacifique. Bien que la plupart des séismes soient de faible intensité et ne causent aucun dommage, il se produit dans l'Ouest canadien en moyenne deux séismes de magnitude supérieure à 6,5 à l'échelle de Richter tous les dix ans (Whitman et Hasegawa, 1975). Si l'on en juge par les conséquences du séisme de San Fernando (Californie) survenu en 1971 (magnitude locale de 6,4 à l'échelle de Richter; 58 morts; dommages supérieurs à 500 millions de dollars), les dommages pouvant être causés par un séisme dans cette région pourraient être considérables.

Dans la Cordillère canadienne, la plupart des séismes ont lieu le long du système de failles de Reine-Charlotte-Fairweather (limite des plaques pacifique et américaine) et le long du système de dorsales d'expansion et des zones de fracture associées, à l'ouest de l'île de Vancouver (limites des plaques pacifique, Juan de Fuca et Explorer) (fig. 21-1; Milne et al., 1978). Quelques-uns des séismes les plus importants survenus au Canada (magnitude 8 à l'échelle de Richter) et les plus forts relâchements d'énergie sismique ont eu lieu le long de la faille de Reine-Charlotte.

Les séismes sont également fréquents à l'est de ces limites de plaques, notamment sur la côte sud-ouest de la Colombie-Britannique, dans le sud-ouest du Yukon et dans certaines parties du l'est du Yukon et de l'ouest du district de Mackenzie. On connaît mal le lien qui existe entre cette activité sismique et le régime tectonique actuel de la Cordillère canadienne, même si une relation peut être établie entre les séismes se produisant dans le sud du détroit de Georgia et le Puget Sound d'une part, et la subduction vers le nord-est de la plaque Juan Fuca sous l'Amérique du Nord d'autre part (Riddihough et Hyndman, 1976; Keen et Hyndman, 1979), de même qu'entre les séismes du sud-ouest du Yukon et la subduction de la plaque pacifique sous l'Alaska et le Yukon (Plafker et al., 1978; Horner, 1983).

Des séismes isolés, de faible et moyenne intensité, ont été enregistrés presque partout ailleurs dans la Cordillère canadienne. La plupart d'entre eux semblent être des événements fortuits, qui ne sont pas associés sans ambiguïté à des éléments géologiques ou tectoniques importants et qui n'ont pas été expliqués de façon satisfaisante. La quantité totale d'énergie libérée par ces séismes disséminés est minuscule comparativement à celle produite par les séismes générés aux limites des plaques, dans le nord-est de l'océan Pacifique.

Selon ce qui précède, les séismes destructeurs ont le plus de chances de se produire dans l'extrême ouest de la Cordillère canadienne. C'est sur la côte sud de la Colombie-Britannique que les risques sont les plus grands, étant donné que cette zone est la plus densément peuplée.

Les dommages liés aux séismes sont causés par le déplacement du sol et par ses effets secondaires, notamment les glissements de terrain et les incendies qu'ils provoquent. Les déplacements du sol dans la Cordillère ont été calculés au moyen de méthodes probabilistes (Basham et al., 1985), mais leurs effets secondaires n'ont pas été déterminés de façon systématique. L'étendue des dommages dus aux secousses sismiques est étroitement liée à la magnitude, à la proximité de l'épicentre et à la profondeur du foyer. De plus, comme les matériaux du sol réagissent différemment aux secousses, il est important de tenir compte de la géologie du sol pour évaluer les dommages probables. En général, les ouvrages construits sur des sédiments quaternaires courent plus de risques que les ouvrages reposant sur le substratum rocheux, même si dans ce contexte certains sédiments compacts se comportent aussi bien que la roche en place. Les sédiments à grain fin saturés en eau peuvent se liquéfier par suite d'un important séisme et former des coulées et effondrements destructeurs. Les sédiments

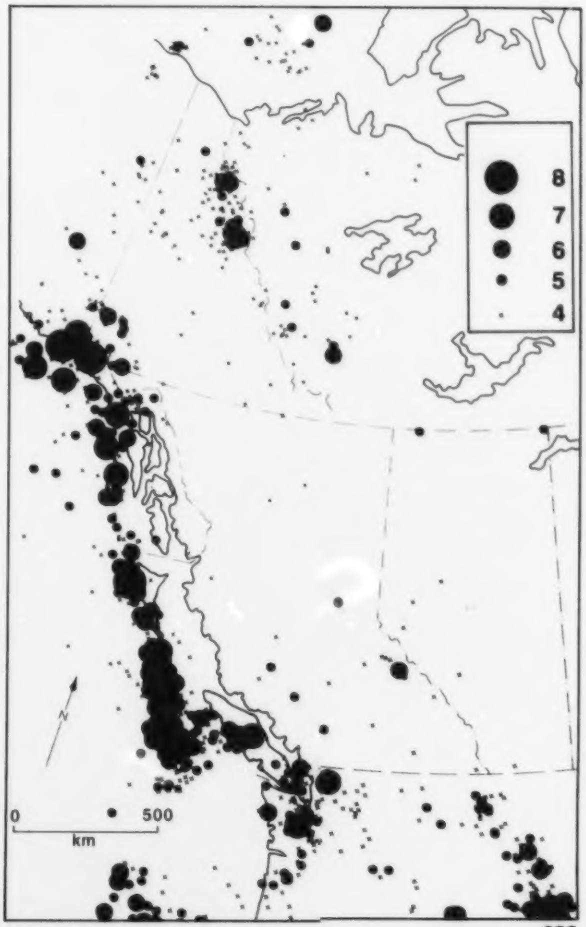


Figure 21-1. Épicentres des tremblements de terre survenus au cours de la période historique (M ≥ 4) dans la Cordillère canadienne et les régions adjacentes (avant 1986).

deltaïques reposant au large de l'embouchure du fleuve Fraser pourraient se comporter de cette façon (Luternauer et Finn, 1983). Les remblais artificiels et les dépôts de sédiments fins d'origine glaciolacustre et glaciomarine sont d'autres matériaux susceptibles d'être mobilisés par un séisme.

VOLCANISME

Plus d'une centaine de volcans ont fait éruption une ou plusieurs fois durant le Quaternaire (c'est-à-dire depuis deux millions d'années) dans la Cordillère canadienne. Il n'y a pas eu d'éruption au cours du siècle actuel, mais une coulée de lave observée non loin de la frontière entre l'Alaska et la Colombie-Britannique date, estime-t-on, de moins de 200 ans (Souther, 1977).

Les volcans datant du Tertiaire tardif et du Quaternaire sont concentrés le long de plusieurs ceintures linéaires (fig. 21-2, Souther, 1977). Cette configuration est le résultat de l'interaction des plaques lithosphériques dans le nord-est du Pacifique, combinée peut-être à la migration de la croûte continentale au-dessus d'un ou de plusieurs points chauds mantelliques (Bevier et al., 1979; Rodgers et Souther, 1983; Souther, 1986). Les éruptions futures devraient avoir lieu dans ces ceintures, mais il est difficile de les localiser avec précision.

La plupart des centres éruptifs quaternaires ont connu une seule impulsion d'activité, durant laquelle un ou plusieurs petits cônes de pyroclastites se sont édifiés et une petite quantité de lave basaltique s'est épanchée en de minces coulées blocailleuses. Les données historiques indiquent qu'il devrait se produire une éruption de ce genre quelque part dans la Cordillère au cours des prochains siècles. Une telle éruption n'affecterait probablement qu'une faible étendue et ne serait pas catastrophique, à moins de se produire dans une région habitée.

D'autres centres volcaniques, par contre, sont composés de gros stratovolcans qui ont fait éruption à plusieurs reprises au cours du Tertiaire tardif et du Quaternaire (fig. 21-3). Certains, comme le mont Edziza, sont principalement formés de basalte, tandis que d'autres, comme les monts Garibaldi, Cayley et Meager, sont en grande partie composés de dacite et d'andésite. Les volcans les plus siliceux se sont probablement formés par suite de plusieurs éruptions explosives durant le Quaternaire, éruptions avec des effets de longue portée. L'activité volcanique la plus récente remonte à environ 1 200 ans; une couche de tephras (cendres volcaniques) s'est alors déposée sur une vaste étendue dans le sud du Yukon et l'ouest du district de Mackenzie lors d'une éruption issue d'une cheminée volcanique située près de la frontière Alaska-Yukon (Bostock, 1952; Hughes et al., 1972; Lerbekmo et al., 1975). Les éruptions explosives de ce même volcan entre 1,5 et 1,9 ka, celle du mont Meager à 2,4 ka, celle du mont St. Helens (Washington) à 3,4 ka et celle du mont Mazama (Crater Lake, Oregon) à 6,8 ka ont aussi produit d'importantes chutes de cendres dans l'Ouest canadien (Bostock, 1952; Nasmith et al., 1967; Westgate et Dreimanis, 1967; Westgate et al., 1970; Fulton, 1971; Hughes et al., 1972; Lerbekmo et al., 1975; Mullineaux et al., 1975; Westgate, 1977; Mathewes et Westgate, 1980; Bacon, 1983). Même si elle a eu peu de répercussions en sol canadien, l'éruption du mont St. Helens en mai 1980 (Lipman et Mullineaux, 1981) a été aussi importante que les éruptions susmentionnées et a produit de nombreux effets semblables. Des éruptions de ce type en Colombie-Britannique ou au Yukon pourraient endommager les propriétés et les cultures, en plus de perturber le transport dans la Cordillère canadienne; elles se traduiraient notamment par la chute de cendres et de poussières sur de grandes étendues de terrain et par l'inondation et l'alluvionnement des vallées fluviales autour du volcan. Les lahars ainsi que les coulées et nuées pyroclastiques produiraient des dommages supplémentaires à proximité du volcan.

GLISSEMENTS DE TERRAIN

La Cordillère canadienne est le siège de toutes sortes de mouvements de masse potentiellement destructeurs (Eisbacher, 1979; Evans, 1982; Cruden, 1985). La plupart sont complexes et liés à l'instabilité de versants rocheux

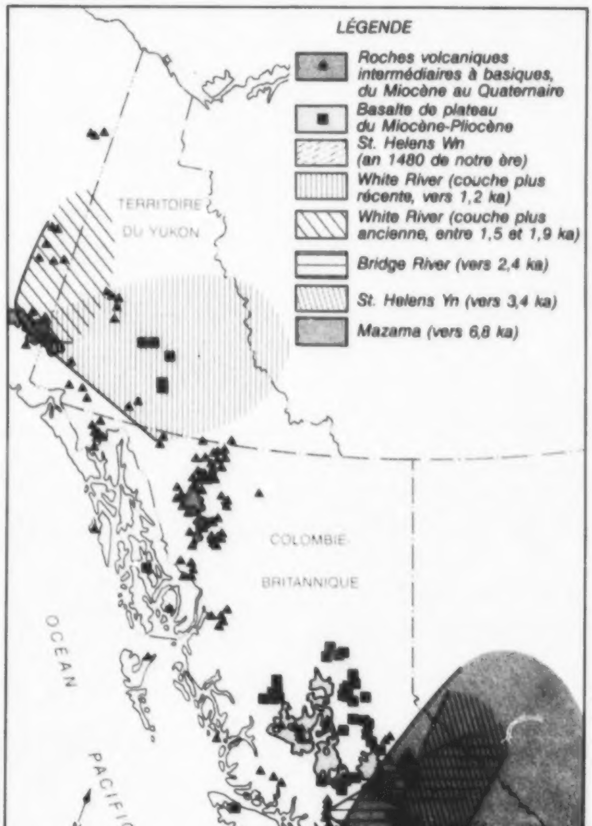


Figure 21-2. Volcans du Tertiaire tardif-Quaternaire et tephras de l'Holocène dans la Cordillère canadienne. (Références dans le texte).

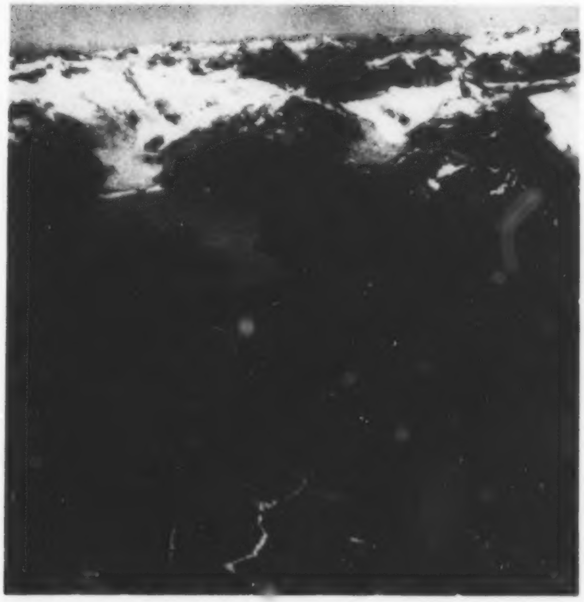


Figure 21-3. Coulée de lave du Pléistocène tardif près du mont Garibaldi. La photo a été prise vers l'est, en direction du mont Price. Cette coulée, qui date d'environ 10 000 à 12 000 ans, est le barrage derrière lequel le lac Garibaldi (arrière-plan) s'est formé. (Photo : Austin Post de la United States Geological Survey, fournie par W.H. Mathews de l'Université de la Colombie-Britannique). GSC 205381

abrupts et à la présence de torrents de montagne à fort gradient. Les mouvements de masse sont le résultat d'une combinaison de facteurs topographiques, géologiques, climatiques, sismiques et anthropiques (p. ex., l'exploitation minière et forestière, l'urbanisme et les activités récréatives).

Les glissements de terrain affectant le substratum rocheux vont des petits *éboulements* («falls») et *basculements de blocs* («topples»), à des *glissements rotationnels* («slumps») et *glissements plans* («slides») majeurs, qui mettent en jeu des volumes supérieurs à 10^6 m^3. (Pour la terminologie anglaise, voir Varnes, 1978). Les *éboulements rocheux* sont nombreux sur les versants rocheux abrupts, dans des zones de roches très fracturées ou diaclasées; ils sont déclenchés par l'alternance du gel et du dégel, par les fortes précipitations ou par les séismes (Peckover et Kerr, 1977; Piteau, 1977; Mathews, 1979). Fréquentes partout dans la Cordillère, ces chutes de pierres perturbent la circulation routière et ferroviaire et entraînent parfois des pertes de vie. Malgré les faibles volumes mis en jeu (de 10 à 1 000 m^3), ces glissements de terrain sont parmi les plus coûteux de la région. Outre les pertes résultant des interruptions de la circulation, les mesures telles que le nivelage et le dynamitage des abrupts rocheux dangereux, ou l'injection de coulis, ainsi que le déblayage des routes et des chemins de fer, coûtent très cher.

Les ruptures rapides du substratum rocheux par glissement ou écoulement (*glissements rocheux plans* et *avalanches de pierres*) sont plus fréquentes dans les régions de fort relief où les discontinuités géologiques (p. ex., les fractures, les failles, les plans de stratification, les clivages, les contacts intrusifs) ont un pendage vers la pente. Dans les monts Mackenzie et les Rocheuses, par exemple, ces glissements de terrain sont en général associés à des revers de cuesta de calcaire, de dolomie ou de quartzite. Dans le cas des chaînes Côtière et Insulaire, ils se produisent le long de discontinuités structurales et stratigraphiques dans des roches volcaniques quaternaires et dans des roches granitiques, métasédimentaires et métavolcaniques, cisaillées et plus anciennes (fig. 21-4). D'importantes ruptures de versant rocheux sont déclenchées, entre autres, par des pressions interstitielles excessives, des séismes ou des activités anthropiques. L'érosion des versants par les cours d'eau et les glaciers, et la destruction progressive de la cohésion le long des discontinuités par désagrégation mécanique et dissolution, en sont les principales causes naturelles.

Au moins dix-sept glissements rocheux plans et avalanches de pierres de grande envergure ont eu lieu pendant la période historique dans la Cordillère canadienne : au ruisseau Rubble (1855 ou 1856), à Britannia (1915), aux monts Hoodoo (1919) et Meager (1931, 1947, 1975, 1986), au ruisseau Pandemonium (1959 ou 1960) et au mont Cayley (1963, 1984), dans la chaîne Côtière; aux lacs Frank (1903) et Brazeau (1933), dans les Rocheuses; à la rivière Kaouk (1925 ou 1926) et au mont Colonel Foster (1946), dans l'île de Vancouver; près de Hope, dans la chaîne des Cascades (1965; fig. 21-4); et au sud-ouest du lac Carlson, près du front oriental des monts Mackenzie (1985) (pour plus de renseignements sur ces glissements, voir Kerr, 1948; Mokievsky-Zubok, 1977; Cruden et Krahn, 1978; Mathews et McTaggart, 1978; Moore et Mathews, 1978; Mathews, 1979; Clague et Souther, 1982; Cruden, 1982; Eisbacher, 1983; Evans, 1987; Evans et al., 1987). Bien que peu fréquents comparativement aux petites chutes de pierres et aux petites coulées de débris, les glissements rocheux plans et les avalanches de pierres peuvent être

Figure 21-4. Le glissement de Hope, le plus important glissement rocheux plan de la Cordillère canadienne. Cette photographie, prise vers l'est peu de temps après l'événement, en janvier 1965, montre la route n° 3, au sud-est de Hope, ensevelie sous une épaisse couche de débris rocheux. (Photo: Vancouver Sun).

dévastateurs; ils sont à l'origine d'environ 40 % des pertes de vie humaine (140) attribuées à des glissements de terrain dans la Cordillère canadienne.

Des glissements rotationnels d'ampleur variable se produisent aussi bien dans le substratum rocheux que dans les sédiments quaternaires et sont fréquents presque partout dans la Cordillère. Ils sont souvent associés à d'autres types de mouvements de masse. Par exemple, de nombreux glissements de terrain survenant dans des sédiments quaternaires sont des glissements rétrogressifs en amont et des coulées ou glissements plans à l'extrémité distale. En outre, certaines coulées de débris se déclenchent lorsque des torrents gonflés par les pluies sont obstrués par des glissements rotationnels.

De grandes ruptures de versant en profondeur, caractérisées par le mouvement lent de masses rocheuses fracturées le long de surfaces de rupture mal définies («versants en voie d'affaissement»), se produisent dans certaines régions de roches métamorphiques schisteuses, par exemple dans certaines parties de la chaîne Columbia. Le glissement de Downie, dans la vallée du fleuve Columbia, en est un exemple particulièrement bien documenté (Piteau et al., 1978; Brown et Psutka, 1980). Bien qu'amorcé il y a des milliers d'années, cet affaissement important, comme plusieurs autres de la Cordillère, est encore actif, et toute structure permanente s'y trouvant finira par être endommagée ou détruite. Des parties de certains versants en voie d'affaissement peuvent se détacher de la masse principale de débris en reptation lente et s'ébouler rapidement sur le versant; il faut donc tenir compte de cette éventualité dans le choix du site d'implantation des villes et des ouvrages importants comme les réservoirs hydroélectriques.

Les *coulées* de sédiments meubles ou de roche altérée impliquent le déplacement d'une masse de matériaux sous la forme d'un fluide visqueux. Dans la Cordillère canadienne, il s'agit surtout de coulées de débris causées par la rupture de sédiments quaternaires hétérogènes saturés d'eau (p. ex. tills, sédiments fluvioglaciaires, pyroclastites, colluvions). Les coulées de débris sont fréquentes dans les régions montagneuses qui reçoivent des précipitations abondantes, par exemple dans les chaînes Côtière et Insulaire de l'ouest de la Colombie-Britannique. La plupart sont déclenchées par les fortes pluies d'automne, d'hiver et de printemps (Eisbacher et Clague, 1984; VanDine, 1985; Church et Miles, 1987); certaines sont provoquées par la vidange soudaine de lacs de barrage morainique ou de barrage glaciaire (Jackson, 1979; Blown et Church, 1985; Clague et al., 1985). La majorité des coulées de débris sont canalisées dans des vallées et ravins abrupts, mais certaines se meuvent librement sur les versants. Les premières débouchent en général sur des cônes de déjection où des cônes alluviaux, qui sont souvent le théâtre d'événements destructeurs et mortels (fig. 21-5); mentionnons à titre d'exemple la baie Howe, dans le sud de la chaîne Cotière (Eisbacher, 1983; Jackson et al., 1985; VanDine, 1985), et Port Alice, dans l'île de Vancouver (Nasmith et Mercer, 1979). Moins volumineuses que les gros glissements rocheux plans, les coulées de débris sont néanmoins plus fréquentes et ont causé plus du tiers (environ 115) de tous les décès attribuables aux glissements de terrain dans la Cordillère canadienne.

Les coulées et les glissements complexes, principalement dans les silts et les argiles, se produisent là où existent des sédiments glaciolacustres et glaciomarins du Pléistocène (Evans, 1982). L'eau est un déclencheur d'instabilité dans ces sédiments fins; la rupture est généralement provoquée par des pressions interstitielles élevées dues à des causes naturelles, comme les pluies torrentielles et la fonte rapide des neiges, ou à des causes anthropiques, comme l'irrigation. Dans les parties plus sèches de la Cordillère, il faut porter une attention particulière aux eaux de surface dans les secteurs où les escarpements sont composés de silts et d'argiles glaciolacustres. L'infiltration d'eau d'irrigation dans des sédiments glaciolacustres a été à l'origine d'un glissement de terrain majeur à Ashcroft en 1880 (Evans, 1984), et de glissements destructeurs à Spences Bridge en 1905 (Drysdale, 1914) et à Summerland en 1970 (Evans, 1982); beaucoup d'autres ruptures sont attribuables à une cause semblable. L'infiltration massive d'eau dans des sédiments naturellement secs a aussi pour effet de causer la formation de canalisations souterraines et l'effondrement de sols de surface (Cockfield et Buckham, 1956; Miller et Nyland, 1981).

Plusieurs villes de la Cordillère canadienne (p. ex. Vancouver, Kamloops, Prince George, Kitimat, Whitehorse) sont en partie situées sur des sédiments glaciolacustres ou glaciomarins, de sorte que les coulées, les glissements et les effondrements rétrogressifs constituent un réel danger pour les habitants et leurs propriétés. Ce genre de glissement a fait au moins 25 victimes et causé des dommages matériels considérables au XX[e] siècle.

Des coulées de sédiments sont également fréquentes sur les versants de régions de pergélisol. Elles ont lieu durant le dégel estival, dans les zones où la pression interstitielle à la base du mollisol est élevée (Hughes et al., 1973; Mackay et Mathews, 1973; Rutter et al., 1973; McRoberts et Morgenstern, 1974). Elles se produisent sur des pentes d'une inclinaison de 7° ou plus et sont particulièrement fréquentes le long d'escarpements fluviaux ou

Figure 21-5. Les séquelles d'une coulée de débris survenue à Lions Bay, en Colombie-Britannique. Le 11 février 1983, cette coulée de débris a balayé le cône de déjection sur lequel est située cette agglomération, causant des dommages considérables et faisant deux victimes. Lions Bay est située sur la baie Howe, à environ 20 km au nord-nord-ouest de Vancouver. (Photo: Vancouver Sun).

côtiers taillés dans des sédiments quaternaires riches en glace.

De grandes coulées lentes se produisent dans les roches sédimentaires et volcaniques altérées d'âge crétacé et tertiaire du bassin du Fraser, dans le centre sud de la Colombie-Britannique (fig. 21-6; Eisbacher, 1979; VanDine, 1980; Bovis, 1985). La plus connue est probablement celle de Drynoch, près de Spences Bridge, dont le front est traversé par la Transcanadienne et la principale voie ferroviaire du Canadien Pacifique. L'abondance de la montmorillonite (argile qui gonfle à l'humidité) et la pression interstitielle élevée sont à l'origine de la formation d'un grand nombre de glissements de ce type. De nombreuses coulées sont encore actives mais, comme elles se déplacent très lentement (en général à une vitesse de l'ordre de quelques centimètres à quelques mètres par année), elles ne constituent un risque que pour certaines structures qui s'y trouvent (p. ex. routes et voies ferrées).

Des *mouvements de masse subaquatiques* analogues à certaines coulées de sédiments terrestres sont relativement fréquents dans les fjords de la Colombie-Britannique, à plusieurs autres endroits de la côte et dans certains lacs. La plupart ont lieu sur le front de deltas actifs et sur des versants abrupts formés de sédiments meubles (Prior et Bornhold, 1984, 1986; Prior et al., 1982, 1984, 1986). Ils se produisent dans des remblais artificiels et des sédiments deltaïques, marins et peut-être glaciomarins à très faible résistance et à teneur en eau élevée. Plusieurs glissements sous-marins ont eu lieu dans la baie Howe (Terzaghi, 1956; Prior et al., 1981) et dans l'inlet Kitimat (Luternauer et Swan, 1978; Swan et Luternauer, 1978; Prior et al., 1982, 1984); l'un d'entre eux, survenu dans l'inlet Kitimat, a engendré une série de vagues marines qui ont endommagé les installations portuaires de Kitimat (voir «Tsunamis»). Des glissements majeurs de l'époque préhistorique ont laissé des traces sur le front de delta du Fraser (Tiffin et al., 1971; Hamilton et Luternauer, 1983; Luternauer et Finn, 1983).

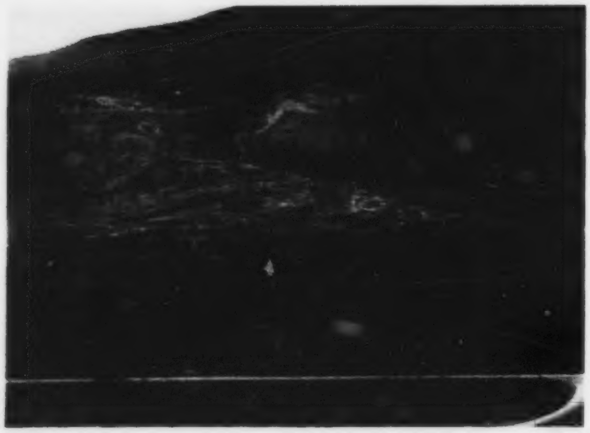


Figure 21-6. Coulée lente ayant affecté une vaste étendue de terrain près de Pavilion, en Colombie-Britannique. La photo a été prise vers le sud-est. Ce glissement s'est produit dans des roches sédimentaires crétacées et des sédiments quaternaires sus-jacents. (Photo : J.J. Clague). GSC 205368

Atténuation des risques de glissement de terrain

L'atténuation des risques de glissement de terrain comporte trois étapes: l'évaluation des risques, l'application de mesures «passives» et la mise en oeuvre de mesures «actives» (Eisbacher et Clague, 1984). L'évaluation des risques s'effectue en déterminant l'âge et la fréquence des mouvements de masse survenus par le passé, à l'aide d'indices géologiques et géomorphologiques et de données historiques, et en évaluant les conditions de terrain dans les zones susceptibles d'être affectées par un glissement de terrain. Une fois le risque évalué, des mesures passives et actives sont mises en oeuvre pour assurer une protection maximale aux populations et aux propriétés. Les mesures dites passives atténuent les risques sans modifier la surface des terrains; il s'agit notamment du zonage et de la surveillance de l'utilisation des terres. Les mesures dites actives, au contraire, modifient le paysage de façon à diminuer les possibilités d'un glissement de terrain destructeur ou, du moins, à en limiter les effets. Les mesures actives prises pour se protéger des petits éboulements rocheux consistent essentiellement à construire des ouvrages de protection sur la face et à la base des abrupts rocheux. Les mesures actives à prendre contre les coulées de débris consistent à contrôler et à stabiliser les débris dans la région source et à ériger des structures protectrices dans la région d'arrivée (Hungr et al., 1987).

Les méthodes à utiliser pour atténuer les risques dépendent en général du volume de matériaux pouvant être mis en jeu et de la probabilité de l'événement (Eisbacher et Clague, 1984). Pour se prémunir contre les glissements de terrain affectant un faible volume de matériaux ($< 10^3$ m^3) et dont la probabilité est élevée (récurrence < 1-10 ans en moyenne), l'érection de structures préventives et le boisement s'avèrent généralement adéquats. Les gros glissements (10^3-10^6 m^3), dont la probabilité est moyenne ou élevée, nécessitent des ouvrages de protection et de contrôle plus coûteux. Ces ouvrages ne se justifient que si la valeur de la propriété à protéger est supérieure à leur coût, ou si des vies humaines sont en danger. Dans le cas des très gros glissements de terrain ($> 10^6$ m^3) dont la fréquence est égale ou inférieure à quelques centaines d'années, il convient généralement de limiter l'utilisation des terres; lorsque les fréquences de récurrence sont supérieures à quelques centaines d'années, le risque s'accepte plus facilement, mais il peut quand même être atténué par des mesures de surveillance.

AVALANCHES

Les avalanches de neige poudreuse et mouillée, contenant parfois des sédiments dispersés ou des fragments rocheux fraîchement détachés, sont fréquentes dans les montagnes de l'Ouest canadien en hiver et au printemps, sur les versants découverts comme dans les ravins et les gorges. Les zones d'avalanches se reconnaissent facilement sur les versants boisés, car elles sont dépourvues d'arbres (fig. 21-7); par contre, il est plus difficle de les reconnaître au-dessus de la limite des arbres.

Même si elles peuvent se produire presque à n'importe quel moment sur les versants modérément raides et enneigés, les avalanches semblent favorisées par certaines conditions atmosphériques (Fitzharris et Schaerer, 1980).

Figure 21-7. Versants montagneux sujets aux avalanches en hiver et au printemps (vallée de la rivière Skeena, à l'ouest de Terrace, en Colombie-Britannique). Les zones dépourvues de couvert forestier sont périodiquement balayées par des avalanches. Certains couloirs d'avalanche s'étendent jusqu'au fond de la vallée et traversent la route n° 16; des flèches en indiquent des exemples. (Photographie BC5111-220 de la province de la Colombie-Britannique). GSC 205387

Elles sont particulièrement fréquentes durant les périodes de dégel ou de pluie après de grosses chutes de neige, et lorsqu'il y a accumulation de neige poudreuse épaisse sur une surface de vieille neige glacée. La surface glacée enfouie devient alors un plan de faiblesse sur lequel la neige peut glisser facilement.

Depuis quelques décennies, les avalanches ont fait de nombreuses victimes parmi les personnes s'adonnant à des activités récréatives dans les régions montagneuses (Stethem et Schaerer, 1979, 1980). Elles ont également provoqué deux accidents miniers désastreux, l'un au col Chilkoot en 1898, l'autre à la mine Granduc en 1965 (Barker, 1977). Elles perturbent régulièrement la circulation routière et ferroviaire dans certains cols et vallées (p. ex. le col Rogers dans la chaîne Selkirk, la vallée de la rivière Skeena, à l'ouest de Terrace, et le canyon du Fraser entre Hope et Lytton) (Schaerer, 1962; Avalanche Task Force, 1974). Plusieurs employés du Canadien Pacifique ont trouvé la mort dans le col Rogers, avant que la voie ferrée ne soit protégée par des galeries-tremplins. Aujourd'hui, on tient un registre de la fréquence, de la dimension et du lieu des avalanches dans le col Rogers et les environs, et les conditions atmosphériques hivernales sont surveillées de près. Lorsque la couverture nivale des versants, de part et d'autre du chemin de fer et de la Transcanadienne, devient dangereuse, la circulation est interrompue et on procède à un tir d'artillerie pour abattre les amas avalancheux (Schaerer, 1962). Des buttes et des murs d'arrêt sont également érigés pour freiner les avalanches qui autrement pourraient atteindre la route et les voies ferrées.

INONDATIONS

Bien que les inondations aient fait peu de victimes dans la Cordillère canadienne, elles ont causé des dommages matériels considérables et leur prévention coûte cher. L'inondation la plus dévastatrice de la période historique a eu lieu dans le sud-ouest de la Colombie-Britannique en mai et juin 1948 (fig. 21-8), lorsque le fleuve Fraser a rompu ses digues dans les basses terres et inondé de vastes étendues agricoles. Deux milles maisons ont été endommagées et 16 000 personnes évacuées; les pertes totales ont dépassé 20 millions de dollars (Barker, 1977). Plus récemment, en octobre 1984, de fortes pluies chaudes ont fait fondre de grandes quantités de neige et de glace dans le sud de la chaîne Côtière, provoquant une inondation majeure et des dommages très lourds dans la vallée du ruisseau Pemberton.

Dans la Cordillère méridionale, les inondations ont lieu au printemps, durant des périodes chaudes anormalement longues et au cours de pluies torrentielles. Les gros cours d'eau atteignent généralement leur débit maximal tard au printemps, avec la fonte de la neige. Par contre, de nombreux cours d'eau de taille moyenne atteignent leur débit maximal en automne durant les périodes pluvieuses. Les cours d'eau des petits bassins hydrographiques peuvent déborder à n'importe quel moment de l'année.

Des inondations dues aux précipitations et à la fonte des neiges se produisent également dans la Cordillère septentrionale, mais un autre type d'inondation y est en-

Figure 21-8. Terrain inondé dans les basses terres orientales du fleuve Fraser, au plus fort de la crue de 1948. La photo a été prise vers le nord. (Photographie BC581-54 de la province de la Colombie-Britannique, 5 juin 1948). GSC 205382

core plus fréquent. Les cours d'eau du nord gèlent complètement en hiver, souvent jusqu'à plus d'un mètre de profondeur. Au printemps, lors du dégel, ces cours d'eau sont gonflés et leur croûte de glace se fragmente en plaques qui dérivent en aval. Les sections mouillées étroites et les bancs d'alluvions fluviatiles peuvent obstruer le passage de la glace, créant des embâcles qui font déborder le cours d'eau. Lorsque le débit devient suffisant pour briser l'embâcle, les eaux ainsi libérées se répandent en aval. L'eau ainsi que la glace et les débris qu'elle transporte peuvent causer de lourds dégâts. Des inondations semblables se produisent à l'occasion durant la débâcle printanière, lorsque la glace entrave suffisamment l'écoulement pour faire déborder le cours d'eau.

La mer inonde certaines étendues de basses terres de la Colombie-Britannique durant des tempêtes violentes, ou par suite de marées anormalement hautes ou de tsumanis. Par exemple, des marées printanières exceptionnellement hautes ont fait monter le niveau du Fraser durant l'inondation de 1948, causant des dommages supplémentaires à certaines parties des basses terres adjacentes.

Enfin, des lacs retenus par les glaciers actuels et de grandes moraines frontales néoglaciaires peuvent se vidanger brusquement, produisant des inondations catastrophiques en aval (fig. 21-9). Il s'est produit de nombreux jökulhlaups (inondations de débâcles glaciaires) pendant la période historique dans la chaîne Côtière, les Rocheuses et le massif St. Elias (Marcus, 1960; Mathews, 1965, 1973; Gilbert, 1972; Jackson, 1979; Clague, 1982b; Clague et Rampton, 1982; Clarke, 1982; Clarke et Waldron, 1984; Blown et Church, 1985; Jones et al., 1985; Ryder, 1985; Gilbert et Desloges, 1987). La vidange de lacs de barrage morainique a causé des inondations dans la chaîne Selkirk et la chaîne Côtière méridionale (S.G. Evans, Commission géologique du Canada, communication personnelle, 1984; Blown et Church, 1985).

TSUNAMIS

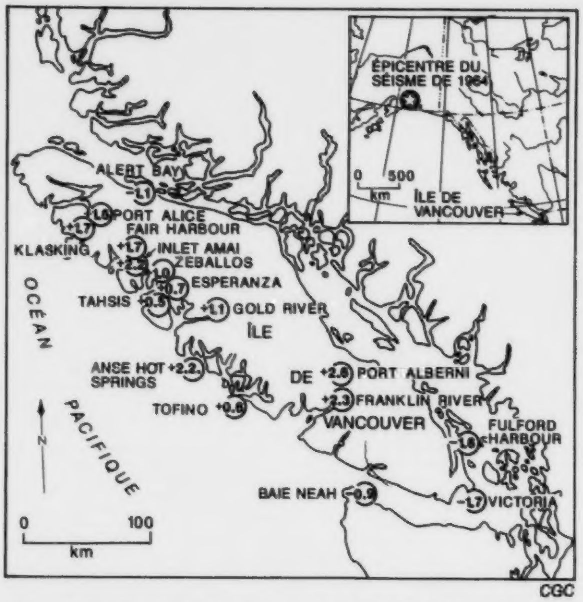
Les tsunamis sont des ondes affectant la surface de la mer engendrées par une perturbation de grande échelle, mais de courte durée, du fond océanique, perturbation généralement attribuable à des séismes sous-marins peu profonds, mais parfois aussi à des mouvements de masse sous-marins ou des éruptions volcaniques. En haute mer, les tsunamis sont de faible amplitude mais ils peuvent s'accumuler et dépasser 30 m de hauteur dans les eaux peu profondes et causer des dégâts considérables dans les zones côtières.

Le tsunami le plus destructeur de l'histoire récente de la Colombie-Britannique a été causé par le séisme survenu en Alaska le 27 mars 1964 (fig. 21-10; Wigen et White, 1964; Thomson, 1981). Ce tremblement de terre a engendré une série de vagues qui ont rayonné à partir de l'épicentre, près du fond du détroit de Prince William. En l'espace de quelques heures, ces ondes ont atteint les côtes externes des îles de la Reine-Charlotte et de l'île de Vancouver, dévastant les agglomérations de Port Alberni, de l'anse Hot Springs et de Zeballos. Port Alberni a été la plus touchée, avec 260 maisons endommagées et des pertes totalisant 10 millions de dollars.

Il est rare que des vagues d'origine sismique atteignent l'amplitude du tsunami de 1964. Entre 1900 et 1970, trente-cinq des 176 tsunamis survenus dans l'océan Pacifique ont causé des dommages à proximité de la source, et seulement neuf ont eu des effets dévastateurs sur une vaste étendue (Thomson, 1981). Les vagues ayant remonté les côtes de la Colombie-Britannique sont encore plus rares.

Les tsunamis provoqués par des séismes éloignés ont eu des effets variables sur la côte de la Colombie-Britannique. Par exemple, le tsunami de 1964 a ravagé Port Alberni, mais peu endommagé Tofino, 65 km plus loin, et a eu très peu d'effet dans les bras de mer abrités, comme le détroit de Georgia. Ces variations sont attribuables à la complexité morphologique du littoral de la Colombie-Britannique et du fond océanique adjacent. Les dommages subis par Port Alberni en 1964 ont été causés en grande

Figure 21-9. Le lac Nostetuko et la moraine frontale ébréchée du glacier Cumberland, datant de la fin du Néoglaciaire, dans le sud de la chaîne Côtière en Colombie-Britannique. La photo a été prise vers le sud-est. Lorsqu'une série de vagues a débordé la moraine en juillet 1983, environ 6 x 10^6 m^3 d'eau ont été subitement relâchés. Cette eau a ébréché la moraine, déposé le cône de débris grossiers à proximité et provoqué une inondation qui a dévasté la vallée en contrebas. (Photo : S.G. Evans). GSC 204047-G



CGC

Figure 21-10. Sites du sud-ouest de la Colombie-Britannique où des tsunamis majeurs, déclenchés par le séisme de l'Alaska en 1964, ont été rapportés. Les chiffres correspondent à la hauteur maximale des vagues en mètres, au-dessus (>) ou au-dessous (<) du niveau de la pleine mer supérieure. Le tsunami a causé des dommages à l'anse Hot Springs, à Zeballos et à Port Alberni. (Adapté de Wigen et White, 1964).

partie par l'effet d'entonnoir créé par la baie allongé et étroite dans laquelle se sont engouffrées les vagues.

En Colombie-Britannique, les tsunamis ne sont pas tous engendrés par des séismes éloignés; certains sont produits par des tremblements de terre locaux et des glissements sous-marins. Ces tsunamis locaux peuvent affecter des régions qui, en temps normal, sont hors d'atteinte des vagues d'origine sismique qui se propagent sur de grandes distances. Par exemple, le séisme de magnitude 7,2 qui a ébranlé l'île de Vancouver le 23 juin 1946 a engendré un tsunami local qui a affecté les côtes du détroit de Georgia et des baies et fjords adjacents (Murty, 1977). À Sisters Rock, près de l'île Texada, l'onde principale produite par ce séisme a atteint une amplitude de plus de 2 m; une onde secondaire légèrement plus petite a fait une victime près de la pointe Mapleguard, dans l'est de l'île de Vancouver. Un autre tsunami local a causé environ 600 000 $ de dommages aux installations côtières de Kitimat en avril 1975 (Campbell et Skermer, 1975; Murty, 1979). Ce tsunami, contrairement à ceux de 1946 et 1964, a été déclenché par un glissement sous-marin.

ÉROSION

L'érosion des côtes et des berges a causé des dommages matériels dans la Cordillère canadienne. Certaines parties des côtes de la Colombie-Britannique ont rapidement reculé (jusqu'à quelques mètres par année) pendant la période historique, nécessitant l'abandon ou le déplacement de routes et d'habitations. Ce type d'érosion s'est limité à des zones côtières formées de sédiments quaternaires épais, comme dans l'est de l'île Graham, dans l'est et le sud de l'île de Vancouver et près de Vancouver (Clague et Bornhold, 1980; Clague, 1982a).

Durant les périodes de crue, les cours d'eau peuvent éroder leurs berges et parfois occuper de nouveaux chenaux. L'érosion peut être particulièrement intense sur les rives concaves des méandres et aux autres points d'inflexion, mais aussi face à l'embouchure de tributaires en aggradation. L'érosion latérale rapide par des cours d'eau peut accentuer la pente des berges et les rendre susceptibles de glisser. Les cours d'eau anastomosés sont fréquents dans les chaînes de montagnes englacées et à proximité de celles-ci. Ils sont particulièrement sujets à la migration des chenaux; ces processus, en même temps que les inondations, rendent ces plaines alluviales impropres à l'aménagement.

Enfin, un ruissellement anormal peut rapidement entamer les sédiments quaternaires meubles et y entailler des ravins ou canyons profonds. Ces phénomènes, bien que rares, peuvent se produire dans des zones aménagées ou en développement et détruire de ce fait des terrains de grande valeur ou endommager des structures. Le «Canyon du Campus», qui s'est formé en janvier 1935 à l'Université de la Colombie-Britannique, à Vancouver, en constitue sans doute l'exemple le plus éloquent. En moins de deux jours, après une semaine de chutes de neige et de pluie sans précédent, un torrent impétueux dévalant un petit ravin a érodé environ 100 000 m³ de sable, creusant un canyon aux proportions impressionnantes (Eisbacher et Clague, 1981). Cette catastrophe s'est produite après qu'une grande étendue d'eau stagnante située sur le terrain mal drainé de l'université eut été détournée artificiellement vers le ravin.

RÉFÉRENCES

Avalanche Task Force
1974: Report on findings and recommendations to the Honourable Graham R. Lea, Minister of Highways, September 30, 1974; British Columbia Department of Highways, Victoria, 33 p.

Bacon, C.R.
1983: Eruptive history of Mount Mazama and Crater Lake caldera, Cascade Range, U.S.A.; Journal of Volcanology and Geothermal Research, v. 18, p. 57-115.

Barker, M.L.
1977: Natural resources of British Columbia and the Yukon; Douglas, David & Charles, North Vancouver, 155 p.

Basham, P.W., Weichert, D.H., Anglin, F.M., and Berry, M.J.
1985: New probabilistic strong seismic ground motion maps of Canada; Seismological Society of America Bulletin, v. 75, p. 563-595.

Bevier, M.L., Armstrong, R.L., and Souther, J.G.
1979: Miocene peralkaline volcanism in west-central British Columbia—Its temporal and plate tectonics setting; Geology, v. 7, p. 389-392.

Blown, I. and Church, M.
1985: Catastrophic lake drainage within the Homathko River basin, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 551-563.

Bostock, H.S.
1952: Geology of northwest Shakwak Valley, Yukon Territory; Geological Survey of Canada, Memoir 267, 54 p.

Bovis, M.J.
1985: Earthflows in the Interior Plateau, southwest British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 313-334.

Brown, R.L. and Psutka, J.F.
1980: Structural and stratigraphic setting of the Downie slide, Columbia River valley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 698-709.

Campbell, D.B. and Skermer, N.A.
1975: Report to British Columbia Water Resources Service on investigation of seawave at Kitimat, B.C.; Golder Associates, Vancouver, 9 p.

Church, M. and Miles, M.J.
1987: Meteorological antecedents to debris flow in southwestern British Columbia; Some case studies; in Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation, J.E. Costa and G.F. Wieczorek (ed.), Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. 7, p. 63-79.

Clague, J.J.
1982a: Erosion at Point Grey, British Columbia; Geoscience Canada, v. 9, p. 129-131.
1982b: The role of geomorphology in the identification and evaluation of natural hazards; in Applied Geomorphology, R.G. Craig and J.L. Craft (ed.), George Allen and Unwin, London, p. 17-43.

Clague, J.J. and Bornhold, B.D.
1980: Morphology and littoral processes of the Pacific coast of Canada; in The Coastline of Canada, S.B. McCann (ed.), Geological Survey of Canada, Paper 80-10, p. 339-380.

Clague, J.J. and Rampton, V.N.
1982: Neoglacial Lake Alsek; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 94-117.

Clague, J.J. and Souther, J.G.
1982: The Dusty Creek landslide on Mount Cayley, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 524-539.

Clague, J.J., Evans, S.G., and Blown, I.G.
1985: A debris flow triggered by the breaching of a moraine-dammed lake, Klattasine Creek, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 22, p. 1492-1502.

Clarke, G.K.C.
1982: Glacier outburst floods from "Hazard Lake", Yukon Territory, and the problem of flood magnitude prediction; Journal of Glaciology, v. 28, p. 3-21.

Clarke, G.K.C. and Waldron, D.A.
1984: Simulation of the August 1979 sudden discharge of glacier-dammed Flood Lake, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 21, p. 502-504.

Cockfield, W.E. and Buckham, A.F.
1956: Sinkhole erosion in the White Silts of Kamloops; Royal Society of Canada, Transactions, ser. 3, v. 40, sect. 4, p. 1-10.

Cruden, D.M.
1982: The Brazeau Lake slide, Jasper National Park, Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 19, p. 975-981.
1985: Rock slope movements in the Canadian Cordillera; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 528-540.

Cruden, D.M. and Krahn, J.
1978: Frank rockslide, Alberta, Canada; in Rockslides and Avalanches, 1, Natural Phenomena, B. Voight (ed.), Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 97-112.

Drysdale, C.W.
1914: Geology of the Thompson River valley below Kamloops Lake, B.C.; Geological Survey of Canada, Summary Report 1912, p. 115-150.

Eisbacher, G.H.
1979: First-order regionalization of landslide characteristics in the Canadian Cordillera; Geoscience Canada, v. 6, p. 69-79.
1983: Slope stability and mountain torrents, Fraser Lowlands and southern Coast Mountains, British Columbia; Geological Association of Canada, Mineralogical Association of Canada, Canadian Geophysical Union, Joint Annual Meeting (Victoria), Field Trip Guidebook, No. 15, 46 p.

Eisbacher, G.H. and Clague, J.J.
1981: Urban landslides in the vicinity of Vancouver, British Columbia, with special reference to the December 1979 rainstorm; Canadian Geotechnical Journal, v. 18, p. 205-216.
1984: Destructive mass movements in high mountains: hazard and management; Geological Survey of Canada, Paper 84-16, 230 p.

Evans, S.G.
1982: Landslides and surficial deposits in urban areas of British Columbia: a review; Canadian Geotechnical Journal, v. 19, p. 269-288.
1984: The 1880 landslide dam on Thompson River, near Ashcroft, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 84-1A, p. 655-658.
1987: A rock avalanche from the peak of Mount Meager, British Columbia; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 87-1A, p. 929-934.

Evans, S.G., Aitken, J.D., Wetmiller, R.J., and Horner, R.B.
1987: A rock avalanche triggered by the October 1985 North Nahanni earthquake, District of Mackenzie, N.W.T.; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 176-184.

Fitzharris, B.B. and Schaerer, P.A.
1980: Frequency of major avalanche winters; Journal of Glaciology, v. 26, p. 43-52.

Fulton, R.J.
1971: Radiocarbon geochronology of southern British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 71-37, 28 p.

Gilbert, R.
1972: Drainings of ice-dammed Summit Lake, British Columbia; Canada Department of Environment, Inland Waters Directorate, Water Resources Branch, Scientific Series, No. 20, 17 p.

Gilbert, R. and Desloges, J.R.
1987: Sediments of ice-dammed, self-draining Ape Lake, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 24, p. 1735-1747.

Hamilton, T.S. and Luternauer, J.L.
1983: Evidence of seafloor instability in the south-central Strait of Georgia, British Columbia: a preliminary compilation; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 83-1A, p. 417-421.

Horner, R.B.
1983: Seismicity in the St. Elias region of northwestern Canada and southeastern Alaska; Seismological Society of America Bulletin, v. 73, p. 1117-1137.

Hughes, O.L., Rampton, V.N., and Rutter, N.W.
1972: Quaternary geology and geomorphology, southern and central Yukon (northern Canada); 24th International Geological Congress (Montreal), Guidebook, Field Excursion A11, 59 p.

Hughes, O.L., Veillette, J.J., Pilon, J., Hanley, P.T., and van Everdingen, R.O.
1973: Terrain evaluation with respect to pipeline construction, Mackenzie Transportation Corridor, central part, lat. 64° to 68°N.; Environmental-Social Committee, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report No. 73-37, 74 p.

Hungr, O., Morgan, G.C., VanDine, D.F., and Lister, D.R.
1987: Debris flow defenses in British Columbia; in Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition, and Mitigation, J.E. Costa and G.F. Wieczorek (ed.), Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. 7, p. 201-222.

Jackson, L.E., Jr.
1979: A catastrophic glacial outburst flood (jökulhlaup) mechanism for debris flow generation at the Spiral Tunnels, Kicking Horse River basin, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 806-813.

Jackson, L.E., Church, M., Clague, J.J., and Eisbacher, G.H.
1985: Slope hazards in the southern Coast Mountains of British Columbia, Field Trip 4; in Field Guides to Geology and Mineral Deposits in the Southern Canadian Cordillera, D.J. Tempelman-Kluit (ed.), Geological Society of America, Cordilleran Section, 1985 Annual Meeting (Vancouver), Field Trip Guidebook, p. 4-1 - 4-34.

Jones, D.P., Ricker, K.E., Desloges, J.R., and Maxwell, M.
1985: Glacier outburst flood on the Noeick River: the draining of Ape Lake, British Columbia, October 20, 1984; Geological Survey of Canada, Open File 1139, 81 p.

Keen, C.E. and Hyndman, R.D.
1979: Geophysical review of the continental margins of eastern and western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 16, p. 712-747.

Kerr, F.A.
1948: Lower Stikine and western Iskut River areas, British Columbia; Geological Survey of Canada, Memoir 246, 94 p.

Lerbekmo, J.F., Westgate, J.A., Smith, D.G.W., and Denton, G.H.
1975: New data on the character and history of the White River volcanic eruption, Alaska; in Quaternary Studies, R.P. Suggate and M.M. Cresswell (ed.), Royal Society of New Zealand, Bulletin 13, p. 203-209.

Lipman, P.W. and Mullineaux, D.R. (editors)
1981: The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington; United States Geological Survey, Professional Paper 1250, 844 p.

Luternauer, J.L. and Finn, W.D.L.
1983: Stability of the Fraser Delta front; Canadian Geotechnical Journal, v. 20, p. 603-616.

Luternauer, J.L. and Swan, D.
1978: Kitimat submarine slump deposit(s): a preliminary report; in Current Research, Part A, Geological Survey of Canada, Paper 78-1A, p. 327-332.
Mackay, J.R. and Mathews, W.H.
1973: Geomorphology and Quaternary history of the Mackenzie River valley near Fort Good Hope, N.W.T., Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 10, p. 26-41.
Marcus, M.G.
1960: Periodic drainage of glacier-dammed Tulsequah Lake, British Columbia; Geographical Review, v. 50, p. 89-106.
Mathewes, R.W. and Westgate, J.A.
1980: Bridge River tephra: revised distribution and significance for detecting old carbon errors in radiocarbon dates of limnic sediments in southern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 17, p. 1454-1461.
Mathews, W.H.
1965: Two self-dumping ice-dammed lakes in British Columbia; Geographical Review, v. 55, p. 46-52.
1973: Record of two jökullhlaups [sic]; International Association of Scientific Hydrology, Publication No. 95, p. 99-110.
1979: Landslides of central Vancouver Island and the 1946 earthquake; Seismological Society of America Bulletin, v. 69, p. 445-450.
Mathews, W.H. and McTaggart, K.C.
1978: Hope rockslides, British Columbia, Canada; in Rockslides and Avalanches, 1, Natural Phenomena, B. Voight (ed.), Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 259-275.
McRoberts, E.C. and Morgenstern, N.R.
1974: The stability of thawing slopes; Canadian Geotechnical Journal, v. 11, p. 447-469.
Miller, G.E. and Nyland, D.
1981: Geological hazards and urban development of glacio-lacustrine silt deposits in the Penticton area, British Columbia; 34th Canadian Geotechnical Conference (Fredericton), Proceedings, 20 p.
Milne, W.G., Rogers, G.C., Riddihough, R.P., McMechan, G.A., and Hyndman, R.D.
1978: Seismicity of western Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1170-1193.
Mokievsky-Zubok, O.
1977: Glacier-caused slide near Pylon Peak, British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2657-2662.
Moore, D.P. and Mathews, W.H.
1978: The Rubble Creek landslide, southwestern British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 1039-1052.
Mullineaux, D.R., Hyde, J.H., and Rubin, M.
1975: Widespread late glacial and postglacial tephra deposits from Mount St. Helens volcano, Washington; United States Geological Survey, Journal of Research, v. 3, p. 329-335.
Murty, T.S.
1977: Seismic sea waves—tsunamis; Fisheries Research Board of Canada, Bulletin 198, 337 p.
1979: Submarine slide-generated water waves in Kitimat Inlet, British Columbia; Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 7777-7779.
Nasmith, H.W. and Mercer, A.G.
1979: Design of dykes to protect against debris flows at Port Alice, British Columbia; Canadian Geotechnical Journal, v. 16, p. 748-757.
Nasmith, H., Mathews, W.H., and Rouse, G.E.
1967: Bridge River ash and some other Recent ash beds in British Columbia; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 163-170.
Peckover, F.L. and Kerr, J.W.G.
1977: Treatment and maintenance of rock slopes on transportation routes; Canadian Geotechnical Journal, v. 14, p. 487-507.
Piteau, D.R.
1977: Regional slope-stability controls and engineering geology of the Fraser Canyon, British Columbia; in Landslides, D.R. Coates (ed.), Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, v. 3, p. 85-111.
Piteau, D.R., Mylrea, F.H., and Blown, I.G.
1978: Downie slide, Columbia River, British Columbia; in Rockslides and Avalanches, 1, Natural Phenomena, B. Voight (ed.), Elsevier Scientific Publishing Company, New York, p. 365-392.
Plafker, G., Hudson, T., Burns, T., and Rubin, M.
1978: Late Quaternary offsets along the Fairweather fault and crustal plate interactions in southern Alaska; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 15, p. 805-816.
Prior, D.B. and Bornhold, B.D.
1984: Geomorphology of slope instability features of Squamish Harbour, Howe Sound, British Columbia; Geological Survey of Canada, Open File 1095.
1986: Sediment transport on subaqueous fan delta slopes, Britannia Beach, British Columbia; Geo-Marine Letters, v. 5, p. 217-224.
Prior, D.B., Bornhold, B.D., Coleman, J.M., and Bryant, W.R.
1982: Morphology of a submarine slide, Kitimat Arm, British Columbia; Geology, v. 10, p. 588-592.
Prior, D.B., Bornhold, B.D., and Johns, M.W.
1984: Depositional characteristics of a submarine debris flow; Journal of Geology, v. 92, p. 707-727.
1986: Active sand transport along a fjord-bottom channel, Bute Inlet, British Columbia; Geology, v. 14, p. 581-584.
Prior, D.B., Wiseman, W.J., and Gilbert, R.
1981: Submarine slope processes on a fan delta, Howe Sound, British Columbia; Geo-Marine Letters, v. 1, p. 85-90.
Riddihough, R.P. and Hyndman, R.D.
1976: Canada's active western margin—the case for subduction; Geoscience Canada, v. 3, p. 269-278.
Rogers, G.C. and Souther, J.G.
1983: Hotspots trace plate movements; GEOS, v. 12, no. 2, p. 10-13.
Rutter, N.W., Boydell, A.N., Savigny, K.W., and van Everdingen, R.O.
1973: Terrain evaluation with respect to pipeline construction, Mackenzie Transportation Corridor, southern part, lat. 60° to 64°N; Environmental-Social Committee, Northern Pipelines, Task Force on Northern Oil Development, Report No. 73-36, 135 p.
Ryder, J.M.
1985: Terrain inventory for the Stikine-Iskut area; British Columbia Ministry of Environment, MOE Technical Report 11, 85 p.
Schaerer, P.
1962: Avalanche defenses for the Trans-Canada Highway at Rogers Pass; National Research Council of Canada, Division of Building Research, NRC 7020 (DBR Technical Report No. 141), 52 p.
Souther, J.G.
1977: Volcanism and tectonic environments in the Canadian Cordillera—a second look; in Volcanic Regimes in Canada, W.R.A. Baragar, L.C. Coleman and J.M. Hall (ed.), Geological Association of Canada, Special Paper No. 16, p. 3-24.
1986: The western Anahim Belt: root zone of a peralkaline magma system; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 23, p. 895-908.
Stethem, C.J. and Schaerer, P.A.
1979: Avalanche accidents in Canada. I. A selection of case histories of accidents, 1955 to 1976; National Research Council of Canada, Division of Building Research, NRCC 17292 (DBR Paper No. 834), 114 p.
1980: Avalanche accidents in Canada. II. A selection of case histories of accidents, 1943 to 1978; National Research Council of Canada, Division of Building Research, NRCC 18525 (DBR Paper No. 926), 75 p.
Swan, D. and Luternauer, J.L.
1978: Mosaic of side scan sonar records, northern Kitimat Arm, B.C.; Geological Survey of Canada, Open File 579.
Terzaghi, K.
1956: Varieties of submarine slope failures; 8th Texas Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Proceedings, 41 p.
Thomson, R.E.
1981: Oceanography of the British Columbia coast; Canada Department of Fisheries and Oceans, Canadian Special Publication of Fisheries and Aquatic Sciences 56, 291 p.
Tiffin, D.L., Murray, J.W., Mayers, I.R., and Garrison, R.E.
1971: Structure and origin of foreslope hills, Fraser Delta, British Columbia; Bulletin of Canadian Petroleum Geology, v. 19, p. 589-600.
VanDine, D.F.
1980: Engineering geology and geotechnical study of Drynoch landslide, British Columbia; Geological Survey of Canada, Paper 79-31, 34 p.
1985: Debris flows and debris torrents in the southern Canadian Cordillera; Canadian Geotechnical Journal, v. 22, p. 44-68.
Varnes, D.J.
1978: Slope movement types and processes; in Landslides, Analysis and Control, R.L. Schuster and R.J. Krizek (ed.), National Research Council, Transportation Research Board, Special Report 176, p. 12-33.
Westgate, J.A.
1977: Identification and significance of late Holocene tephra from Otter Creek, southern British Columbia, and localities in west-central Alberta; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 14, p. 2593-2600.

Westgate, J.A. and Dreimanis, A.
1967: Volcanic ash layers of Recent age at Banff National Park, Alberta, Canada; Canadian Journal of Earth Sciences, v. 4, p. 155-162.
Westgate, J.A., Smith, D.G.W., and Tomlinson, M.
1970: Late Quaternary tephra layers in southwestern Canada; in Early Man and Environments in Northwest North America, R.A. Smith and J.W. Smith (ed.), University of Calgary, Archaeological Association, Calgary, p. 13-33.
Whitham, K. and Hasegawa, H.S.
1975: The estimation of seismic risk in Canada—a review; Canada Department of Energy, Mines and Resources, Earth Physics Branch Publications, v. 45, p. 137-162.
Wigen, S.O. and White, W.R.
1964: Tsunami of March 27-29, 1964, west coast of Canada; Canada Department of Mines and Technical Surveys, Ottawa, 6 p.

Adresse de l'auteur

J.J. Clague
Division de la science des terrains
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

Imprimé au Canada

Chapitre 22

PROBLÈMES EN SUSPENS

- Introduction
- Miogéoclinal
  - Nature, âge et corrélation du socle
  - Nature de la phase initiale de rifting
  - Rifting au Protérozoïque tardif-Cambrien précoce
  - Causes du rifting, du volcanisme et de la formation de bassins profonds
  - Activité tectonique au Dévonien tardif-Mississippien
  - Corrélations avec l'orogène innuitien et la chaîne de Brooks
- Terranes déplacés
- Terrane péricratonique
- Terranes accrétés
  - Socle
  - Corrélations et relations
  - Paléomagnétisme
- Activité tectonique
  - Activité tectonique au Protérozoïque
  - Activité tectonique au Paléozoïque
  - Activité tectonique au Mésozoïque et au Cénozoïque
- Évolution des bassins
  - Domaine de l'avant-pays
  - Domaines intermontagneux, côtier et insulaire
- Biostratigraphie
- Magmatisme
  - Âge
  - Milieux tectoniques
  - Volcanologie physique
  - Origine ultime des roches
- Métamorphisme régional
- Évolution physiographique et géologie quaternaire de la Cordillère
- Catastrophes naturelles
- Métallogénie

Chapitre 22

PROBLÈMES EN SUSPENS

H. Gabrielse et C.J. Yorath

Introduction

Les différents chapitres du présent volume font le point sur les connaissances géoscientifiques acquises à ce jour au sujet de la Cordillère canadienne et sur les principales hypothèses qui en découlent. Leurs auteurs ont aussi voulu mettre en relief quelques-uns des problèmes nombreux que cause le manque de données et qui les empêchent de se prononcer résolument en faveur de l'un ou l'autre des modèles proposés pour expliquer l'évolution de la Cordillère. Parmi les problèmes exposés sommairement dans le présent chapitre, plusieurs peuvent se régler simplement par la poursuite des recherches entreprises dans telle ou telle région. D'autres, en revanche, exigent une augmentation considérable de la base de données géophysiques et géochimiques. Et par dessus tout cela, le besoin demeure, impérieux, d'unifier la recherche géoscientifique pour en arriver à des modèles théoriques de l'histoire tectonique de la Cordillère, modèles indispensables à la recherche et à l'évaluation des ressources, mais aussi utiles pour l'orientation future des travaux scientifiques.

Miogéoclinal

1. Nature, âge et corrélation du socle

La rareté des affleurements dans la plupart des régions empêche de caractériser de façon acceptable le socle du miogéoclinal de la Cordillère. La corrélation des affleurements étudiés en détail avec les roches cristallines affleurant dans le Bouclier canadien ne peut être que partielle. Les corrélations des gneiss du socle à travers le sillon des Rocheuses du Sud ont d'ailleurs été contestées. La source des grès à granules feldspathiques et quartzeux présents en abondance dans le Supergroupe de Windermere est inconnue, mais des âges préliminaires obtenus dans la Cordillère septentrionale laissent supposer qu'il existe un terrane du socle plus ancien que les terranes accrétés de Thelon-Wopmay situés dans la partie nord-ouest du Bouclier canadien. La nature et la distribution du socle cristallin sous les bassins de Selwyn et de Kechika pendant le Paléozoïque sont controversées. À supposer qu'il ait existé, ce terrane a-t-il été atténué par le rifting au Protérozoïque tardif et au Paléozoïque précoce ?

Gabrielse, H. et Yorath, C. J.
1991: Problèmes en suspens; dans Géologie de l'orogène de la Cordillère au Canada, chap. 22, rév. par H. Gabrielse et C.J. Yorath, Commission géologique du Canada, Géologie du Canada, n° 4; (aussi The Geology of North America, vol. G-2, Geological Society of America).

2. Nature de la phase initiale du rifting

La configuration de la marge occidentale du protocontinent nord-américain au début du dépôt du Supergroupe de Purcell (Belt) reste problématique. Sa reconstitution exige la mise en corrélation, sans ambiguïté, de l'Assemblage de Muskwa, dans les Rocheuses du Nord, avec l'Assemblage de Purcell-Wernecke, dans la chaîne Purcell et les monts Wernecke. Les aulacogènes ont-ils joué un rôle important dans la sédimentation au Protérozoïque moyen ? Le «Supergroupe de Mackenzie Mountains» s'est-il déposé au sud de son aire de distribution actuelle dans les monts Mackenzie ? Une des énigmes de la géologie de la Cordillère est le hiatus stratigraphique majeur qui sépare les supergroupes de Purcell et de Windermere de la Cordillère méridionale. La nature de l'événement ou des événements qui ont mis fin au dépôt de ces supergroupes est essentiellement inconnue, mais nous savons qu'il a comporté un faible métamorphisme régional et un diastrophisme local. Au moins deux régimes miogéoclinaux (Protérozoïque moyen et Protérozoïque tardif-Paléozoïque), chacun ayant commencé par des épisodes de rifting séparés d'environ 800 millions d'années, ont pu intervenir dans le développement de la marge occidentale du protocontinent nord-américain.

3. Rifting au Protérozoïque tardif-Cambrien précoce

Une des principales questions qui se posent au sujet de l'épisode de rifting windermérien est sa relation avec la dérive dont on postule l'existence au Cambrien, presque 200 millions d'années plus tard. L'idée d'une dérive au Cambrien initial n'est pas étayée par les données actuellement disponibles, à cette différence près que les courbes de subsidence suivent de près les courbes de la subsidence thermique théorique. La corrélation des deux épisodes glaciaires survenus au Protérozoïque tardif dans la Cordillère septentrionale avec les glaciations du même âge enregistrées dans beaucoup d'autres régions du monde revêt une importance globale. Les causes ultimes des glaciations du Précambrien tardif n'ont pas été établies avec certitude. Ces problèmes, de même que les concepts liés aux variations eustatiques du niveau marin provoquées par les glaciations, constituent des sujets d'étude passionnants.

4. Causes du rifting, du volcanisme et de la formation de bassins profonds

Tout au long de son histoire, du moins jusqu'au Mississippien, le miogéoclinal a été le site d'un volcanisme faible mais généralisé à proximité de la limite entre la

plate-forme carbonatée, à l'est, et les bassins de shale, à l'ouest. Les épisodes de rifting survenus au cours du Cambrien moyen et du Dévonien moyen ont conduit à la formation de blocs faillés, en partie parallèles à la direction du miogéoclinal. Le volcanisme s'est manifesté localement à différentes périodes, mais c'est au cours de l'Ordovicien moyen qu'il a été le plus répandu. Les carbonatites se sont mises en place principalement au Dévono-Mississippien. Des successions de couches carbonatées du Siluro-Dévonien, dépassant par endroits 3 km d'épaisseur, se sont déposées dans le bassin de Root. Tous ces événements ont eu lieu dans un milieu de «marge passive». Peut-on associer ces différents événements à une surcharge sédimentaire, à une flexure continentale ou à un rifting épisodique, ou encore à plusieurs de ces facteurs?

5. Activité tectonique au Dévonien tardif-Mississippien

Les relations entre le volcanisme alcalin, le morcellement par failles et le dépôt de prismes de roches clastiques au Dévonien tardif et au Mississippien dans la Cordillère septentrionale sont loin d'être claires. Il faut faire une étude beaucoup plus détaillée du cadre tectonique de ces événements, qui rappellent largement les événements associés à l'orogenèse d'Antler dans le sud-ouest des États-Unis.

6. Corrélations avec l'orogène innuitien et la chaîne de Brooks

Les corrélations stratigraphiques, structurales et tectoniques de l'orogène de la Cordillère avec l'orogène de la chaîne de Brooks et l'orogène innuitien relèvent de la spéculation. Les incertitudes concernant les corrélations entre le Groupe de Pinguicula, la partie inférieure du Groupe de Tindir, le Supergroupe de Windermere et la Formation de Neruokpuk nous empêchent de bien comprendre la paléogéographie du Protérozoïque tardif. Les corrélations possibles entre la géologie du Yukon septentrional et celle de l'orogène innuitien ne sont que générales et théoriques.

Terranes déplacés

Le terrane de Cassiar est manifestement un fragment du protocontinent nord-américain, bien que sa distance de déplacement à partir de son point d'origine reste controversée. D'autres études s'imposent sur les failles en bordure des sillons de Tintina et des Rocheuses du Nord, ainsi que sur les structures associées plus à l'ouest. L'ampleur et la période du déplacement du terrane de l'Alaska arctique par rapport au protocontinent nord-américain sont controversées et les estimations très contradictoires.

Terrane péricratonique

Le principal problème que posent le terrane de Kootenay et ses sous-terranes est leur relation avec le protocontinent nord-américain. Le terrane de Kootenay pourrait être une partie distale, relativement peu déplacée, du protocontinent nord-américain, avec lequel il a des affinités stratigraphiques étroites, mais aussi des différences importantes. Il importe donc d'élucider les relations stratigraphiques et les événements tectoniques de ce terrane, avant de pouvoir faire des comparaisons significatives avec le protocontinent nord-américain. Il faudrait se pencher sur les relations possibles entre le plutonisme dévono-mississippien dans le terrane de Kootenay et le dépôt du prisme de roches clastiques du miogéoclinal.

Terranes accrétés

La théorie et l'analyse des terranes n'en sont qu'à leurs débuts, et sans doute seront-elles modifiées par de futures études.

1. Socle

On sait peu de choses au sujet du socle de la plupart des terranes accrétés, à l'exception des terranes de Slide Mountain, de Cache Creek, de Bridge River et de Hozameen, qui semblent être constitués presque entièrement de croûte océanique. Des études stratigraphiques, géochronologiques et géochimiques doivent être exécutées dans les régions importantes à cet égard, en particulier dans le nord-est et l'ouest de la Stikinie, dans certaines parties du terrane d'Alexander et dans le sud de la Quesnellie. Les caractéristiques et l'épaisseur de la croûte sont des facteurs importants quand il s'agit d'évaluer le rôle de la flottabilité dans les processus de collision.

2. Corrélations et relations

La résolution des problèmes de corrélation exige un grand nombre de travaux biostratigraphiques, pétrographiques et géochronologiques. Par exemple, les relations entre la Stikinie et les terranes de Taku et de Cadwallader sont inconnues. L'intervalle d'âges du terrane de Nisling et les relations de ce dernier avec la Stikinie suscitent des doutes considérables. En raison de la complexité structurale, métamorphique et plutonique des terranes, il est extrêmement difficile de démêler les relations entre les terranes dans le Domaine côtier, en particulier au sud. Une vive controverse subsiste au sujet de la suture entre les superterranes intermontagneux et insulaire. Ces deux superterranes étaient-ils déjà juxtaposés avant l'épisode tectonique qui a affecté le Domaine d'Omineca au Jurassique moyen?

Les relations entre les terranes de Cache Creek et de Slide Mountain avant le charriage du premier sur la Stikinie et du second sur le protocontinent américain suscitent une foule d'interrogations. Malgré leurs différences de position paléogéographique, de stratigraphie et d'évolution tectonique, ces deux terranes présentent, dans la Cordillère septentrionale, des structures qui semblent diverger à partir de la zone de suture de Teslin.

3. Paléomagnétisme

Bien que la différenciation des terranes soit fondée sur la stratigraphie, c'est le paléomagnétisme, secondé par la paléontologie, qui permet le mieux de reconstituer les positions occupées par les terranes par rapport au protocontinent nord-américain avant leur assemblage en superterranes. Selon l'opinion la plus répandue actuellement, les terranes accrétés, qui comprenaient peut-être des portions du terrane péricratonique de Kootenay et du

terrane déplacé de Cassiar (Basse Colombie-Britannique), ont subi postérieurement au Permien un déplacement vers le sud qui les a amenés d'une position voisine de leur position actuelle vers des latitudes plus méridionales, toujours dans l'hémisphère Nord. Par la suite, entre le Crétacé moyen et l'Éocène, la Basse Colombie-Britannique s'est déplacée vers le nord, peut-être de 2 300 km, jusqu'à sa position actuelle. Il faut un grand nombre de travaux paléomagnétiques pour pouvoir définir la limite orientale de ces déplacements, et des efforts accrus devront être consentis pour fixer des limites géologiques au modèle paléomagnétique.

Des données paléomagnétiques supplémentaires provenant de tous les terranes aideraient à reconstituer leur évolution antérieure à leur réunion (constitution des superterranes). Dans une grande partie de la Cordillère, particulièrement dans les terranes de Slide Mountain et de Cache Creek, il n'existe pas de données au sujet des roches magnétisées avant le Crétacé moyen.

Un des problèmes les plus difficiles qui se posent en paléomagnétisme est l'origine de l'énigmatique réaimantation qui caractérise le Crétacé moyen sur une vaste étendue. Cette réaimantation date-t-elle entièrement du Crétacé moyen?

Activité tectonique

L'histoire géologique de la Cordillère a été ponctuée d'un certain nombre d'épisodes tectoniques dont l'existence nous est révélée par des indices magmatiques, structuraux, métamorphiques et sédimentaires.

1. Activité tectonique au Protérozoïque

La nature et l'étendue des événements tectoniques qui ont mis fin au dépôt de l'Assemblage de Purcell-Wernecke sont peu connues. On peut se demander si les bribes d'information disponibles sur le diastrophisme, le métamorphisme et le plutonisme ne sont pas seulement le reliquat d'une orogenèse importante, dont l'essentiel des traces aurait été supprimé par le rifting du Protérozoïque tardif.

2. Activité tectonique au Paléozoïque

Sous la plupart de ses aspects, la formation du prisme de roches clastiques du Dévonien supérieur et du Mississippien, situé dans la Cordillère septentrionale, demeure problématique. De plus amples études s'imposent sur la relation entre le plutonisme dans le terrane de Kootenay et le rifting et le dépôt du prisme de roches clastiques dans les parties distales du miogéoclinal, sur le rôle possible des décrochements le long de la marge du protocontinent nord-américain, sur le problème du volcanisme alcalin et sur la corrélation avec des événements associés à l'orogenèse d'Antler dans la partie sud-ouest des États-Unis.

L'évolution de l'arche d'Aklavik, qui a atteint son point culminant au Permien et qui a produit une discordance étendue et formé un conglomérat grossier dans une zone de direction nord-est dans le nord du Yukon, présente un problème intéressant. Qu'est-ce qui a causé le soulèvement et y a-t-il un rapport entre le soulèvement et la discordance subpermienne qui est présente sur toute la longueur du miogéoclinal au Canada?

Des indices d'une activité tectonique permienne s'observent également dans le terrane de Slide Mountain: failles de chevauchement, métamorphisme du faciès des schistes bleus et du faciès des éclogites, présence de plutons granitiques. La relation entre ces observations et des événements survenus dans d'autres terranes est inconnue.

3. Activité tectonique au Mésozoïque et au Cénozoïque

On s'est beaucoup intéressé à la géométrie et à l'évolution des structures dans les domaines d'Omineca et de l'avant-pays. Par contre, on connaît beaucoup moins bien l'évolution tectonique de la région dans ses aspects les plus étendus, comme le rôle des collisions des terranes, la nature et la durée de la déformation intraplaque, la relation entre le magmatisme et le diastrophisme, la cause et les effets de la déformation et le dépôt des prismes de roches clastiques, la relation entre la convergence des plaques et l'activité tectonique épisodique (?), ainsi que la relation entre les décrochements et les mouvements relatifs des plaques. L'interaction de la subduction, du volcanisme, de l'extension du plutonisme et des décrochements au cours de l'Éocène est controversée.

Si le diastrophisme ayant affecté le Domaine d'Omineca au Jurassique moyen et les chevauchements s'étant produits dans l'est du Domaine de l'avant-pays au Paléocène semblent bien documentés, on sait peu de choses, en revanche, sur la migration du front de déformation, dans le temps et dans l'espace, à travers la Cordillère orientale. Où se trouvaient les limites orientales des déformations à diverses époques? Quelles étaient les relations temporelles et spatiales entre les structures à vergence ouest et celles à vergence est? Peut-on déterminer l'âge de telle ou telle faille de chevauchement à l'aide des techniques géochronologiques actuelles?

Les estimations de l'ampleur des déplacements dus à des mouvements de compression, à des mouvements de distension et à des décrochements sont, pour la plupart des cas, très approximatives. Les valeurs estimées du raccourcissement dans les monts Mackenzie et dans le centre et l'est des Rocheuses du Nord sont beaucoup plus faibles que les valeurs obtenues dans les Rocheuses du Sud. Par contre, la déformation observée dans la chaîne Selwyn et l'extrême ouest des Rocheuses du Nord laisse supposer un raccourcissement très important. La plupart de ces structures sont antérieures à celles qui sont associées à la compression importante survenue dans l'est du Domaine de l'avant-pays. Il ne se fait pas suffisamment d'études détaillées sur ce type de problème, en particulier dans la Cordillère septentrionale.

Évolution des bassins

1. Domaine de l'avant-pays

L'exploration pétrolière et houillère du Domaine de l'avant-pays a donné lieu à une étude détaillée des prismes de roches clastiques d'avant-fosse. Les modèles théoriques qui associent la formation des bassins à la charge crustale exercée par des nappes de charriage et des flexures lithosphériques sont généralement acceptés. Dans quelle mesure, toutefois, la stratigraphie des avant-fosses nous renseigne sur le diastrophisme de la Cordillère orientale,

voilà qui est moins certain. On peut se demander, par exemple, si les sédiments clastiques du Crétacé inférieur (?), conservés uniquement par endroits dans la partie occidentale des monts Mackenzie, ne représentent pas le stade initial de dépôt d'un prisme de roches clastiques qui fut jadis beaucoup plus important et directement lié au diastrophisme du Crétacé précoce dans la partie intérieure du Domaine de l'avant-pays septentrional.

L'évolution des bassins miogéoclinaux demeure un sujet de recherche important, et quelques études détaillées ou générales ont été effectuées sur la plupart des assemblages du miogéoclinal. Certaines questions, comme les causes des configurations des bassins, les effets de l'atténuation de la croûte et la subsidence thermique et mécanique, ont été très peu explorées. Qu'est-ce qui est à l'origine de la sédimentation importante et étendue du Trias dans les régions des rivières de la Paix et Liard ? Doit-on à un épisode de rifting la présence généralisée de roches volcaniques dans les strates du Paléozoïque inférieur du miogéoclinal ainsi que la présence de dépôts de roches sédimentaires localement épais de l'Ordovicien, du Silurien et du Dévonien ? Quel fut le rôle du rifting, au Cambrien moyen, dans la formation de la cuvette de Richardson et du rentrant de Misty Creek, ainsi que dans l'évolution de la limite entre les carbonates et les shales sur toute la longueur de la Cordillère ?

L'analyse des bassins du Protérozoïque et du Cambrien inférieur soulève un grand nombre de questions. Comment la sédimentation des groupes de Gog et de Hamill se reflète-elle dans la Montanie et l'arche de Purcell ? Pourquoi la sédimentation des grès à granules feldspathiques a-t-elle été beaucoup plus continue dans le bassin de Selwyn et peut-être dans le bassin de Kechika que dans le terrane de Cassiar ? Quelle relation existe-t-il entre la stratigraphie bien définie du Protérozoïque supérieur de la chaîne Cariboo et des monts Kaska d'une part, et les groupes de Misinchinka et de Miette des Rocheuses d'autre part ? La corrélation entre les groupes de Coates Lake, de Pinguicula, de Tindir (à divers endroits le long de la frontière entre l'Alaska et le Yukon) et le Groupe de Neruokpuk est problématique, mais essentielle à la reconstitution palinspastique des bassins du Protérozoïque tardif. L'étendue initiale de la sédimentation du «Supergroupe de Mackenzie Mountains» et les éléments qui l'ont contrôlée sont mal connus. Enfin, le milieu sédimentaire et la configuration du bassin ou des bassins de Purcell-Wernecke n'ont été étudiés que localement.

2. Domaines intermontagneux, côtier et insulaire

La stratigraphie et la nature des bassins mésozoïques et cénozoïques situés à l'ouest du Domaine d'Omineca fournissent une profusion de données sur la réunion, l'accrétion et le diastrophisme des terranes. Toutefois, la plupart de ces bassins n'ont été étudiés qu'à l'échelle de la reconnaissance, et nous n'avons pas beaucoup de détails sur les changements de faciès, le transport des sédiments, les corrélations et les milieux de sédimentation. Des doutes subsistent quant à la source des grès à granules feldspathiques du Trias supérieur (?) qui sont interstratifiés avec des radiolarites dans la partie supérieure du Groupe de Cache Creek, dans la partie nord de la Colombie-Britannique. Si la source est la Quesnellie, c'est donc qu'un lien s'est établi entre le terrane de Cache Creek et la Quesnellie dès le Trias tardif. La séparation entre les couches de la Formation d'Inklin dont la source est située à l'est et les couches de la Formation de Takwahoni provenant d'une source située au sud-ouest, qui toutes datent du Jurassique précoce, fait problème quand il s'agit de déterminer l'époque de la réunion des terranes dans la cuvette de Whitehorse. La configuration initiale du bassin de Bowser et sa relation avec la partie de la cuvette de Tyaughton occupée par le Groupe de Relay Mountain et avec l'Assemblage de Gambier, à composante volcanique, sont mal connues. L'évolution et le degré de corrélation stratigraphique entre les cuvettes de Dezadeash, de Bowser, de Relay Mountain, de Gambier, de Tyaughton et de Methow doivent être connues pour que l'on puisse expliquer la réunion, l'accrétion et la paléogéographie des terranes de la Cordillère occidentale. Il faut également étudier les influences exercées par les failles coulissantes sur la sédimentation dans les bassins de Sustut et de Tantalus. Parallèlement, on s'intéressera plus à fond aux bassins de Reine-Charlotte et de Nanaimo situés dans le Domaine insulaire, qui reflètent le diastrophisme du Domaine côtier. Des études stratigraphiques, biostratigraphiques et sédimentologiques des bassins de Tofino et de Winona sont indispensables à la compréhension des mouvements des plaques au Cénozoïque, du soulèvement de la marge et de la formation des prismes d'accrétion.

Les mécanismes de la formation des bassins dans des milieux affectés par des failles coulissantes ont reçu très peu d'attention jusqu'à maintenant. Comment des bassins de l'Éocène, dont quelques-uns ont apparemment une forte épaisseur de roches sédimentaires, ont-ils pu évoluer le long des failles coulissantes ?

Biostratigraphie

Nous voyons depuis une dizaine d'années un foisonnement des données biostratigraphiques, grâce notamment à de nouvelles techniques de datation des conodontes et des radiolaires. Il conviendrait de faire d'autres études pour enrichir la base de données, particulièrement dans les terranes d'arc insulaire et les terranes océaniques, où les données sur les macrofossiles sont rares, et pour améliorer la datation biostratigraphique par corrélation de différents types de fossiles. L'extraordinaire conservation des faunes, comme les radiolaires, les foraminifères, les conodontes et les ammonites, dans des couches du Mésozoïque des îles de la Reine-Charlotte, nous permet d'espérer une nette amélioration de la zonation biostratigraphique. Des études plus poussées sur l'endémie de divers fossiles devraient contribuer à préciser les modèles paléogéographiques de la distribution des terranes.

Magmatisme

Les questions de la nature et de l'âge du volcanisme et du plutonisme sont fondamentales pour comprendre l'évolution de la Cordillère. Les roches volcaniques du Tertiaire, qui présentent de bons affleurements et qui sont généralement peu altérées, ont été étudiées en détail; les études ont porté, à des degrés divers, sur la morphologie, la stratigraphie, le chimisme et l'évolution des centres volcaniques à divers endroits de la Cordillère. Les assemblages volcaniques plus anciens n'ont pas été étudiés de manière

aussi approfondie et, dans la plupart des régions, n'ont été décrits qu'en termes généraux. Peu de plutons ou suites plutoniques ont été suffisamment étudiés au moyen des techniques géochronologiques et géochimiques modernes; en fait, de très nombreux plutons n'ont été cartographiés que sur leur pourtour.

1. Âge

Un grand nombre d'unités volcaniques et de plutons sont mal délimités par les données radiométriques ou biostratigraphiques disponibles. Par conséquent, l'attribution des plutons à différentes suites et les corrélations des séquences volcaniques sont généralement provisoires. On connaît très peu les durées du volcanisme des arcs insulaires, l'étendue des arcs pris individuellement et l'évolution des terranes d'arc insulaire, dans le contexte des roches mésozoïques et plus anciennes. En particulier, les relations des roches volcaniques du Jurassique inférieur, à la périphérie du bassin de Bowser, qui sont généralement placées dans le Groupe de Hazelton, ne sont connues que localement. On ne dispose que d'un petit nombre d'âges fiables relativement aux roches volcaniques du Protérozoïque et du Paléozoïque. Un grand nombre de datations doivent être exécutées sur des plutons paléozoïques se trouvant à l'intérieur des terranes de Kootenay et de l'Alaska arctique. La tâche la plus importante à cet égard sera peut-être la datation des plutons du Domaine côtier, dont l'âge varie du Trias tardif au Cénozoïque et qui, du moins dans le cas des plutons mésozoïques, ont la même signature géochimique. Finalement, les datations des épisodes volcaniques doivent être mises en relation avec les cendres volcaniques se trouvant dans plusieurs bassins sédimentaires de la Cordillère.

2. Milieux tectoniques

La détermination des milieux tectoniques des roches volcaniques et plutoniques est fondée sur leurs concentrations en éléments stables, et plus particulièrement celles des terres rares. Toutefois, peu de travaux géochimiques ont été effectués sur la plupart des assemblages volcaniques et des suites plutoniques, de sorte que les discussions concernant les différents milieux tectoniques possibles que peuvent suggérer les modèles géochimiques ont été limitées. Par exemple, les écarts géochimiques sont-ils aussi importants à l'intérieur des assemblages volcaniques, comme ceux de Nicola, de Takla, de Stuhini et de Hazelton, qu'entre ceux-ci ? Quelle est l'importance des plutons alcalins de la Suite de Copper Mountain à l'intérieur de la partie alcaline des volcanites de l'arc de Nicola ? Sont-ils contemporains de la polarité chimique de l'arc de Nicola (calco-alcaline à l'ouest et alcaline à l'est) et sont-ils un produit de cette polarité ? Les polarités chimiques de la plupart des autres roches volcaniques d'arc insulaire se trouvant à l'intérieur de la Cordillère sont inconnues.

3. Volcanologie physique

Peu d'études détaillées mettant l'accent sur les variations de faciès et d'épaisseur à l'intérieur des assemblages volcaniques antérieurs au Cénozoïque ont été effectuées. De telles études, qui fournissent des données sur les faciès proximaux et distaux et sur leur répartition par rapport aux limites des terranes, peuvent nous renseigner sur les liens entre les terranes et les déplacements dus aux failles coulissantes. Une vaste unité tufacée du Bajocien, qui semble atteindre son épaisseur maximale dans la région de la rivière Iskut, dans la partie occidentale du bassin de Bowser, mais qui a été observée dans le nord et l'est du bassin, devrait constituer un excellent horizon repère dans le nord-ouest de la Colombie-Britannique et rendre possible l'élaboration de modèles de déformation du Crétacé et du Cénozoïque.

4. Origine ultime des roches

Un grand nombre de problèmes que pose la genèse des roches volcaniques et plutoniques ne sont pas particuliers à la Cordillère canadienne. Le problème le plus fondamental est probablement le rôle que joue la subduction de type Benioff, qu'on estime généralement à l'origine de la formation des roches magmatiques d'arc insulaire. Les roches granitiques de type S du Crétacé moyen, dans le Domaine d'Omineca, ont-elles été directement produites par la subduction de type Benioff? Si c'est le cas, comment peut-on concilier ce processus avec la formation des roches granitiques du Crétacé moyen dans le Domaine côtier? Quel fut le rôle de la fusion de la croûte dans chacun des domaines? L'épaississement de la croûte consécutif à la déformation du Domaine d'Omineca (subduction de type Ampferer) a-t-il, oui ou non, abouti à la fusion de la croûte sialique et à la formation de granites de type S?

Il importe d'expliquer l'abondance de roches volcaniques et plutoniques de l'Éocène. Une grande partie de ces roches, qui se trouvent dans les domaines d'Omineca et intermontagneux, est associée à des bassins d'extension formés dans un régime coulissant dextre. Leur distribution et leur composition, qui varie des basaltes tholéiitiques à calco-alcalins, à des rhyolites fortement potassiques, impliquent-elles nécessairement un lien direct avec la subduction de type Benioff? Il est probable que les roches volcaniques des bassins d'effondrement (bassins de rift) ont une origine comparable à celles des fossés d'effondrement africains, situés loin de la zone de subduction de type Benioff.

Métamorphisme régional

Les données relatives aux associations de minéraux métamorphiques de la Cordillère canadienne sont tirées en bonne partie d'études dont le sujet n'est pas précisément celui-là. Par conséquent, les données sur les minéraux métamorphiques sont rarement complètes et, dans un grand nombre de cas, elles sont carrément inexistantes. Il est absolument nécessaire de faire le levé systématique de ces minéraux, avec leurs coordonnées géographiques exactes et la nature des unités lithologiques dans lesquelles ils se trouvent. Il est important que ces données soient numérisées, pour faciliter la mise à jour de la carte métamorphique de la Cordillère.

Des données plus nombreuses s'imposent également sur la maturation de la matière organique et la réflectance de la vitrinite, dans les régions où s'observent des associations de minéraux métamorphiques pour lesquelles les conditions de pression (P) et de température (T) sont bien définies, et plus particulièrement des associations de la partie inférieure de la zone à chlorite (faciès des schistes verts) et des faciès à zéolite-pumpellyite-prehnite. Les

données sont rares dans le bassin de Bowser, dans les Rocheuses, dans les monts Mackenzie et dans l'île de Vancouver.

Il conviendrait de procéder à une étude détaillée des relations entre les isogrades du métamorphisme et les limites des terranes, pour déterminer les âges relatifs des limites et du métamorphisme, les relations entre les styles structuraux et le métamorphisme des terranes adjacents, ainsi que les différences dans les conditions de pression et de température. Des recherches de ce type sont particulièrement urgentes dans la partie sud-ouest de la Cordillère, où la nature des limites des terranes fait l'objet d'une vive controverse.

Les différences entre les âges absolus et relatifs du métamorphisme et du diastrophisme constituent un des problèmes les plus épineux de la géologie cordillérienne. Une intégration plus complète des études métamorphiques, structurales et de datations radiométriques est de rigueur dans le Domaine côtier et le Domaine d'Omineca. Peu nombreuses sont les recherches dans lesquelles des déterminations de pression et de température fondées sur des associations de minéraux métamorphiques sont combinées à des datations radiométriques, en vue d'évaluer les profondeurs d'enfouissement et les taux de soulèvement; il faudrait en effectuer dans un plus grand nombre de régions qui présentent une histoire tectonique complexe. Ce type d'études semble présenter de bonnes possibilités dans la partie nord des domaines d'Omineca et côtier, où des plutons de plusieurs âges recoupant des roches métamorphiques plus anciennes ont des auréoles métamorphiques.

Évolution physiographique et géologie quaternaire de la Cordillère

Aucune étude complète n'a été faite sur l'évolution géomorphologique de la Cordillère canadienne. À cet égard, la période du Miocène tardif au Pléistocène tardif présente un intérêt particulier; dans cet intervalle, les interactions de la tectonique, de la glaciation, de l'érosion et de la sédimentation doivent être démêlées. L'importance et l'étendue des diverses surfaces d'érosion du Cénozoïque, ainsi que leurs relations avec le paléoréseau hydrographique et la sédimentation, sont mal comprises.

L'origine ultime de plusieurs linéaments bien marqués de la partie ouest du Domaine côtier et de l'île de Vancouver a besoin d'être précisée. L'origine du sillon des Rocheuses du Sud est controversée. Qu'est-ce qui a contrôlé la répartition linéaire des failles normales qui se sont formées tardivement pour donner au sillon sa physiographie actuelle?

Un des problèmes inhérents à l'étude du Quaternaire, le plus épineux à vrai dire, est la difficulté à corréler des roches qui ont plus de 50 000 ans, c'est-à-dire qui ne peuvent pas être datées de manière fiable par le radiocarbone (^{14}C). Aussi, la chronologie des événements pléistocènes antérieurs à 50 ka est-elle discutable.

Par ailleurs, l'absence de levés systématiques des terrains rend difficile toute corrélation des événements du Pléistocène. Aucune étude régionale n'a été faite sur une grande étendue dans le nord et le centre de la Colombie-Britannique.

Catastrophes naturelles

Les études sur les risques de catastrophes naturelles dans la Cordillère remontent à une dizaine d'années à peine et n'ont été effectuées que dans quelques régions. Les études les plus importantes ayant pour objet des événements potentiellement destructeurs et meurtriers sont consacrées aux tremblements de terre de forte intensité, dont on tente d'expliquer la nature et de prévoir les manifestations. Elles exigent l'intégration d'une grande quantité de données de diverses sources, notamment des données historiques sur l'activité sismique, de meilleurs interprétations de la sismicité du régime des plaques tectoniques et des processus tectoniques associés, ainsi que des modèles théoriques capables de resserrer les limites des hypothèses sur la prévision des séismes.

Des recherches sur la stabilité des pentes ont été faites dans quelques localités pour répondre à des besoins ponctuels immédiats, mais aucune évaluation des dangers associés à la topographie n'a été entreprise à l'échelle régionale.

Métallogénie

Les études sur le rôle du milieu tectonique dans la formation des gîtes minéraux, le rôle des roches granitoïdes dans la concentration des métaux et les mécanismes de la formation des gisements stratiformes ont commencé il y a une trentaine d'années. Les études sur les isotopes stables du plomb doivent se poursuivre, en vue de dater des gîtes minéraux et de délimiter des roches sources possibles. La datation des altérations des roches encaissantes est critique dans la recherche sur les relations et la genèse des gisements. Pour un grand nombre d'occurrences minérales, l'étude des contrôles structuraux n'a été faite qu'à certains endroits, et les relations avec les structures régionales sont inconnues ou théoriques. Les modèles associant des gisements épithermaux de métaux précieux à des systèmes hydrothermaux et à des sources chaudes sont riches de possibilités. Les concentrations d'altérations zéolitiques dans des roches volcaniques du Mésozoïque, comme celles du Groupe de Hazelton, doivent être observées à travers le prisme de la métallogénie.

Adresse des auteurs

H. Gabrielse
Division de la Cordillère
Commission géologique du Canada
100 West Pender Street
Vancouver, British Columbia
V6B 1R8

C.J. Yorath
Centre géoscientifique du Pacifique
9860 West Saanich Road
P.O. Box 6000
Sidney, British Columbia
V8L 4B2

Imprimé au Canada

INDEX

A

acadienne, province faunique . . . 171
acado-baltique, province faunique . . . 172
Active, Formation d . . . 193, 201, 203
Adamant, Pluton d' . . . 552, 561, 601
Adams Lake, district minier d' . . . 788
Admiralty Island, Volcanites d' . . . 721
Afton, mine . . . 548
Aida, Formation d' . . . 122, 780
Ainsworth, camp minier d . . . 788, 826
Aitken Creek, champ pétrolifère d' . . . 847
Aiyansh, coulée de laves d' . . . 660
Aiyansh, segment d' . . . 430
Ajax, Formation d' . . . 214
Aklak, Membre d' . . . 858
Aklavik, arche d' . . . 282-284, 289, 306, 695, 709-713, 723, 755
Aklavik, Formation d' . . . 306
Alaska arctique, terrane de l' . . . 27, 138, 142, 170, 282, 310,542, 713, 787
Albert Dease, Pluton d' . . . 554
Alberta, bassin d' . . . 101
Alberta, Groupe d' . . . 377, 855
Alberta, plate-forme de l' . . . 245, 251
Alberta, synclinal d' . . . 592, 698, 700, 854, 855
Alberta Ouest, crête d' . . . 221, 228, 230, 245
Aldridge, Formation d' . . . 110, 111, 778
Alert Bay, ceinture volcanique d' . . . 416, 421, 426, 488, 528-529
Alexander, terrane d' . . . 23, 27, 160, 202, 216, 232, 309, 344, 386, 508-519, 543, 555, 616,628-630, 749-759, 807
Aley, carbonatite d' . . . 541, 594
Alice Arm, camp minier d' . . . 799, 800
Alice Arm, Intrusions d' . . . 564
Allenby, Formation d' . . . 858
Allison, faille d' . . . 653
Almstrom Creek, Formation d' . . . 306
Alsek, Province volcanique d' . . . 438
Altyn, Formation d' . . . 111
américaine, plaque . . . 390, 479-494, 882
américaine, province faunique . . . 30
Ammerman, Intrusion d' . . . 254
Amphitheatre, Assemblage d' . . . 391, 631
Amphitheatre, Formation d' . . . 415, 857
Amundsen, rentrant d' . . . 504
Anahim, ceinture volcanique d' . . . 22, 46, 415, 428-430, 450, 494, 530, 571, 640, 767, 865
Anarchist, Assemblage d' . . . 231, 320
Anarchist, Groupe d' . . . 322, 509, 794
Ancient Wall, complexe récifal d' . . . 249
Ankwell, Membre d' . . . 517
Ankwell, volcanites d' . . . 606
Ann Creek, Membre d' . . . 306
Anstley, Pluton d' . . . 665
Antimony Range, Pluton d' . . . 559
Antler, Flysch d' . . . 266
Antler, Formation d' . . . 317, 509
Antler, orogenèse d' . . . 756
Antrim, Formation d' . . . 265
Anvil, Allochtone d' . . . 311, 313, 508, 595
Anvil, Batholite d' . . . 314, 509, 597
Anvil, district minier d' . . . 197, 783, 814, 826, 828
Anvil, suite d' . . . 378
Anvil Range, Groupe d' . . . 314
Anyox, mine . . . 820
Appekunny, Formation d' . . . 111, 112, 779
Apollo, structure d' . . . 636
Archibald, Formation d' . . . 320, 323
Arcs, Membre d' . . . 246, 250
Arctic Red, Formation d' . . . 370, 373
Arctomys, Formation d' . . . 190, 191, 199
Argonaut Mountain, faille d' . . . 598
Armadillo Peak, Complexe volcanique d' . . . 432
Arnica, Formation d' . . . 221-224
Ashcroft, Formation d' . . . 320, 323, 546, 652, 655, 760
Ashman, Formation d' . . . 382-384
Asitka, Assemblage d' . . . 604, 657, 798
Asitka, Groupe d' . . . 78, 329, 330, 511
Askin, Groupe d' . . . 231, 261
Astoria, cône d' . . . 490
Atlin, district minier d' . . . 797
Atlin, segment d' . . . 430, 435
Attenborough Creek, Formation d' . . . 381
Attwood, Groupe d' . . . 794
Atwell, Stade d' . . . 423
Australian Creek, Formation d' . . . 858
Avalanche, Formation d' . . . 186, 189, 193
avant-pays, bassin de l' . . . 565
avant-pays, Domaine de l' . . . 5, 18, 84, 218, 266-307, 366-377, 521, 592-594, 695-713, 846-850
Axelgold, Gabbro d' . . . 73, 558

B

Baakan, Formation de . . . 265
Babine, faciès de . . . 517
Babine, Intrusions de . . . 564, 800
Babine, Suite de . . . 564
Back Range, faille de . . . 154
Backbone Ranges, Formation de . . . 145, 150, 172, 180, 189, 783
Badshot, Formation de . . . 159, 172, 184, 185, 201, 681
Baldonnel, Formation de . . . 291, 296, 299, 302
Balourdet, Pluton de . . . 565, 602
Banff, Formation de . . . 252, 265, 276-280
Baril, Membre de . . . 278
Barkerville, sous-terrane de . . . 215, 311, 671-674, 694, 788
Barnard Glacier, pluton de . . . 543
Bas Alaska . . . 67, 83
Basse Californie . . . 67, 76
Basse Colombie-Britannique . . . 67, 74, 79-84, 365-366, 402, 760
Battle Range, batholite de . . . 214
Bay of Pillars, Formation de . . . 721
Bayonne, Batholite de . . . 785
Bayonne, Suite de . . . 557, 572
Bear Lake, faciès de . . . 517
Bear Rock, Formation de . . . 225
Bearpaw, Formation de . . . 377, 592, 855
Bearpaw Ridge, syénite à sodalite de . . . 542
Beaufort, plate-forme de . . . 257, 266, 303, 711
Beaufort Range, faille de . . . 634
Beaver Mines, Formation de . . . 855
Beaver River, champ gazéifère de . . . 230, 848
Beaverdell, Stock de . . . 794
Beaverdell (Highland Bell), mine . . . 794
Beaverfoot, Formation de . . . 211-214, 541
Beggerlay Creek, Pluton de . . . 544
Belcourt, Formation de . . . 288, 289
Bella Bella, essaim de dykes de . . . 429
Bella Bella, Formation de . . . 429

Belly River, Formation de . . . 377, 855
Belt-Purcell, bassin de . . . 108, 745
Bendor, Suite de . . . 561, 569
Bennett, Suite de . . . 564
Beresford Bay, faille de . . . 633, 719
Besa River, Assemblage de . . . 253, 265, 279, 281
Besa River, Formation de . . . 230, 253, 265, 279, 281
Big Creek, faille de . . . 663, 692
Big Creek, pluton de . . . 799
Big Missouri, mine . . . 799
Big Salmon, Complexe métamorphique de . . . 152
Big Salmon, faille de . . . 692
Billhook Creek, Formation de . . . 343, 387, 612
Bison Creek, Formation de . . . 200, 201
Black Lake, stock de . . . 551
Black Lake, Suite de . . . 548, 572, 617, 799
Black Stuart, Formation de . . . 214, 231
Black Stuart, Groupe de . . . 263-265
Black Stuart, synclinorium de . . . 693
Black Tusk, volcan . . . 421
Blackdome, mine . . . 800, 816, 819
Blackie, Formation de . . . 282, 289
Blackstone, cuvette de . . . 204, 209, 220, 226
Blairmore, Assemblage de . . . 370, 763
Blairmore, Groupe de . . . 111, 445, 370, 373-377, 521, 594
Blizzard, gisement de . . . 858
Blow, cuvette de . . . 370, 372, 763, 849
Blue Ridge, Membre de . . . 251
Bluefish, Membre de . . . 230, 253
Blueflower, Formation de . . . 145, 150
Blumberg, Formation de . . . 394
Bock's Brook, stock de . . . 571
Bocock, Formation de . . . 291, 296, 299, 302
Bokan Mountain, Granite de . . . 555
Bonanza, arc de . . . 759
Bonanza, Assemblage de . . . 391, 393
Bonanza, Groupe de . . . 76, 347, 389, 395, 414 518, 552, 614, 808-811
Bonaparte, faille de . . . 339
Bonaparte, sous-terrane de . . . 328
Bonnet-Plume, bassin de . . . 8, 373, 376, 849, 857
Bonnet Plume, Formation de . . . 373, 376, 857
Bonnet Plume, hauteur de . . . 220
Border Ranges, faille de . . . 390, 518, 555, 563, 615, 630
Borsato, Formation de . . . 246
Boss Mountain, Stock de . . . 795
Boswell, formation de . . . 314
Botanie Creek, faille de . . . 661
Bouleau, rhyolite de . . . 381
Boundary-Greenwood, camp minier de . . . 813
Boundary Creek, Formation de . . . 376
Bow, plate-forme de . . . 204, 211, 213
Bowen Island, Groupe de . . . 611, 642
Bowron, bassin de . . . 400
Bowron River, bassin houiller de . . . 858
Bowser, bassin de . . . 22, 25, 309, 327-337, 379-386, 446,517, 606, 760, 765, 649, 658, 798, 850, 855
Bowser Lake, Assemblage de . . . 381, 383, 606, 761, 800
Bowser Lake, Groupe de . . . 37, 336, 381-386, 401, 434, 606, 609, 659, 850, 857
Boya, Formation de . . . 151, 175, 176
Bralorne, zone de failles de . . . 543, 804
Bralorne Takla, mine . . . 795, 804
Brazeau, Assemblage de . . . 376, 764
Brazeau, Formation de . . . 377
Brewster, Membre de Calcaire de . . . 294, 302
Brian Boru, Formation de . . . 380, 524
Brian Boru, volcanites de . . . 561, 799
Bridge River, Assemblage de . . . 643
Bridge River, camp minier de . . . 792, 804, 813-819
Bridge River, cendres de . . . 864
Bridge River, Complexe de . . . 645, 647, 718
Bridge River, Groupe de . . . 569, 804
Bridge River, tephra de . . . 426
Bridge River, terrane de . . . 309, 340, 387, 543, 612, 645, 804
Bridget Cove, Volcanites de . . . 560
British-Barn, bassin de . . . 172, 177, 185, 194, 202
Brittania, mine . . . 820
Broadview, Formation de . . . 214, 308, 310, 684, 788
Brokenback Hill, Formation de . . . 343, 387
Broken Skull, Formation de . . . 186-189, 196, 206
Brooks, oroclinal de . . . 711, 763
Brooks Range, géanticlinal de . . . 370
Brothers Peak, Formation de . . . 385, 524, 606
Buckinghorse, Formation de . . . 594
Bug Creek, Groupe de . . . 306, 367
Buick Creek, champ gazéifère de . . . 847
Bulkley, Intrusions de . . . 380, 521, 523
Bulkley, Suite de . . . 561, 569, 799, 805
Bullhead, Groupe de . . . 306, 370, 373, 374
Bulmer Lake, arche de . . . 204, 208
Burgess, Shale de . . . 8, 192
Burnaby Island, plutons de . . . 555
Burnais, Formation de . . . 228
Burrard, Formation de . . . 395
Bushy Point, Pluton de . . . 568
Butedale, Pluton de . . . 568
Buttle Lake, anticlinorium de . . . 809
Buttle Lake, Formation de . . . 346, 614, 634, 808-810
Byng, Formation de . . . 154, 156

C

Cache Creek, Assemblage de . . . 27, 604, 648, 797
Cache Creek, bassin de . . . 514
Cache Creek, Groupe de . . . 339, 652, 655, 755, 850
Cache Creek, mélange de . . . 35, 339, 761
Cache Creek, soulèvement de . . . 368, 372, 713
Cache Creek, terrane de . . . 22, 27, 325-329, 337-339, 370,379, 383, 508-513, 556, 604, 648-652, 754-761, 795-798
Cadillac, Formation de . . . 211, 220, 374
Cadomin, conglomérat de . . . 370
Cadomin, Formation de . . . 444, 851
Cadwallader, Assemblage de . . . 309, 341
Cadwallader, Groupe de . . . 341, 569, 613, 645
Cadwallader, terrane de . . . 33, 309, 339, 348, 389, 610, 804
Cairn, Formation de . . . 246, 249
Cake Hill, Pluton de . . . 331, 544
Calico Bluff, Formation de . . . 254
Calmar, Formation de . . . 251
Camp Cove, Formation de . . . 342, 612
Campania, Pluton de . . . 567
Camsell, Formation de . . . 221, 782
Canada, bassin . . . 141, 723, 749, 760, 763
Canada Tungsten, mine . . . 182, 784, 825
Cannery, Assemblage de . . . 344
Cannery, Formation de . . . 344
Canol, Formation de . . . 230, 253, 254, 849
Canyon Creek, Formation de . . . 201
Canyon Mountain, Province volcanique de . . . 437
Cap Mountain, Assemblage de . . . 107, 122-125
Cape Kellet, faille de . . . 710
Capricorn, centre volcanique de . . . 426
Captain Cove, Pluton de . . . 73, 566
Carbonate supérieur, formation de . . . 129, 130
carboné, membre . . . 122
Cardium, Formation de . . . 129, 377
Cariboo, Groupe de . . . 156, 157, 673
Cariboo, sous-terrane de . . . 214, 231, 595, 671, 788
Cariboo-Barkerville, camp minier de . . . 788, 813, 842
Cariboo-Barkerville, district minier de . . . 9, 789, 819
Cariboo-Bell, Pluton de . . . 548

Cariboo Gold Quartz, mine 788, 816
Caribou, orogenèse du 8
Carmacks, Assemblage de 378, 380, 561, 798,
Carmacks, Batholite de 551
Carmacks, Groupe de 378, 522, 524, 562
Carmacks, segment de 430
Carmacks, Volcanites de 765
Carmanah, Assemblage de 395
Carmanah, Groupe de 395, 613, 616
Carpenter Bay, suite plutonique de 571
Carnarvon, Membre de 278
Carolin, mine 804, 816
Carruthers, Membre de 517
Cascade, champ houiller de 594, 851
Cascade, Suite de 556, 560, 569
Cascade Pass, Pluton de 570
Cascades, ceinture volcanique des 46, 494, 529
Cascades, zone de plissement des 22
Cascadia, bassin de 490
Cascadia, zone de subduction de 494, 636
Cassiar, Batholite de 324, 557, 602, 790, 826
Cassiar, district minier de 9
Cassiar, mine 315, 790, 816
Cassiar, plate-forme de . . 175-178, 183, 185, 190, 199, 503, 750
Cassiar, Suite de 398, 556-559, 572, 784-790
Cassiar, terrane de 27, 175, 213, 230, 289, 301, 310, 507, 663, 669-676, 786-791
Castle Mountain, faille de 720
Catface, Intrusions de 390, 524, 808
Catface, Suite de 562, 809-811
Cathedral, Formation de 191-193, 782
Cauldron Dome, complexe volcanique de 425, 865
Cedar Cove, Assemblage de 232, 344
Cedar Cove, Formation de 344, 395
Cedar District, Formation de 395
Cedared, Formation de 228
Challis-Absaroka, arc de 528
Challis-Kamploops, zone volcanique de 524
Chamosite, membre à 122
Chancellor, Groupe de 191-193, 201, 596
Chapin Peak, Formation de 345
Chapperon, Groupe de 322, 509
Charlie Lake, Formation de 291, 292, 296, 299, 302
Chase, antiforme de 215
Chatam Strait, faille de 29, 486, 719-721
Chatanooga, Formation de 265
Cheakamus, Formation de 387
Cheekye, Stade de 423
Cheni, mine 799
Cherry Creek, faille de 661
Chilcotin, Assemblage de 794
Chilcotin, Groupe de . 414-416, 426-429, 525-529, 607, 860, 871
Chilcotin, Laves de 530
Chilkat River, faille de 719
Chilliwack, Assemblage de 341
Chilliwack, Batholite de 528, 570, 645, 806
Chilliwack, Groupe de 341, 612
Chilliwack, Suite de 570, 806
Chilliwack, terrane de 309, 339, 341, 386, 511
Chinchaga, Formation de 224, 228
Chisana, Formation de 347
Chischa, Formation de 121
Chism Creek, schistes de 610, 613
Chitistone, Calcaire de 347, 812
Chu Chua, Formation de 381
Chuckanut, Formation de 447, 615, 646
Chugach, faille de 486
Chugach, terrane de 67, 390, 402, 518, 563, 630, 721
Chulitna, terrane de 38
Church Mountain, faille de 646
Chuwanten, faille de 644
Clachnacudainn, complexe métamorphique de 726
Clachnacudainn, Gneiss de 542
Clachnacudainn, promontoire de 215
Clarence Strait, faille de 721
Clausen, Formation de 280, 281
Clearwater-Quesnel, Province volcanique de 438, 530, 531, 866
Cloudy, Formation de 211
Cloudy Pass, Pluton de 570
Coal Creek, culmination structurale de (dôme)117, 541, 594, 708,
Coal Glacier, faille de 723
Coal Harbour, Groupe de 394, 808
Coal River, stock de 785
Coaldspur, Formation de 855
Coast Range, mégalinéament de 565, 721, 765
Coates Lake, diatrème de 85
Coates Lake, Groupe de 84, 98, 125, 130, 144-148, 503, 541, 780-783
Cobb, propagateur de 484
Coffee Creek, intrusions de 559
Cold Fish, volcanites de 337
Coldwater, Formation de 381, 400
Colquitz, Complexe de 552
Columbia, bassin de 177, 184, 193, 201
Columbia, faille du 52, 97, 310, 597, 681, 724, 726
Columbien, orogène du 18
Columbien, orogenèse du 6
Columbus, faille de 390, 553, 630
Comox, bassin de 395, 850
Comox, Formation de 395, 857
Complexe gneissique central . . 386, 565-570, 609, 613, 639, 642
Complexe plutonique côtier 18, 25, 380, 417, 565-570, 639, 804-807
Conducteur régional de la Cordillère canadienne 53
Constitution, Formation de 394, 616
Copp Creek, stock de 569
Copper Creek, Formation de 107, 124, 130
Copper Mountain, Stock de 74, 323, 791
Copper Mountain, Suite de 323, 548, 791, 798
Copper Mountain-Ingerbelle, mine 548
Coppercap, Formation de 146, 148, 780
Coppermine, Groupe de 504
Coppermine, homoclinal de . . 119, 123-125, 130, 745, 779, 780
Coppermine, Laves de 107, 119, 124, 744
Coppermine River, Groupe de 123, 133, 746
Coppery Creek, groupe de 114, 116
Coquihalla, Complexe volcanique de 416-417, 528, 570
Cordillère, Inlandsis de la 461-474
Cordillérie 67
cordillérien, Inlandsis 461-474
Cornwallis, calcaires de 345
Corral Creek, Formation de 156
Coryell, Intrusions de 794
Coryell, Suite de 379, 381, 525, 563, 573, 860
Couches de passage 369
Couches grises 306
Couches vertes 307, 369
Covada, Groupe de 310
Costigan, Membre de 251
Cowichan, anticlinorium de 518, 634, 809, 810
Cowichan Lake, faille de 634, 811
Cranbrook, Formation de 177, 184, 185
Crescent, Formation de 396
Crescent, terrane de . . 23, 396, 402, 519, 616, 635, 808, 812, 821
Creston, Formation de 110-112
Crillon, Gabbro de 558
Crooked, Amphibolite de 674, 694
Cross, kimberlite de 541
Crossport, filon-couche de 541
Crowsnest, champ houiller de 851, 855
Crowsnest, déflexion de 125
Crowsnest, Formation de 87, 375, 521, 556

Crownite, Formation de .415
Crucible Dome, Complexe volcanique de .425
Cultus, Assemblage de .341
Cultus, Formation de .341
Cultus, Groupe de .612
Cumberland, champ houiller de .857
Cunningham, Formation de 147, 148, 157
Currier, Formation de .857
Currier, unité de .384
Custer, Gneiss de 339, 644, 718
Cypress, champ gazéifère de .847

D

Dala River, Pluton de .566
Dalton, faille de 719, 812
Dalton, Stade de .423
Dana, Faciès de .420
Darrington, Phyllade de 341, 645
Dave Lord, hauteur de 220, 226
Dave Lord, Pluton de 254, 541
Dave Lord, soulèvement de .713
Dawson, faille de 175, 685, 708
Dawson, nappe de charriage de .685
De Courcy, Formation de .395
Deadend, faille de .706
Deadman River, Formation de .415
Deadwood, faille de .603
Debolt, Formation de .280
Decatur, terrane de .394
Delorme, Formation de 220, 782
Dellwood, dômes .483
Dellwood-Wilson, zone de fracture de .482
Denali, faille de 22, 46, 390-391, 487, 512, 524, 530, 555, 608, 615, 628-632, 718-721
Descon, Assemblage de .216
Descon, Formation de .508
Deserters, Gneiss de 95
Deserters Range, anticlinorium de 95
Devil's Claw, unité de 384, 385
Dewar, Formation de .513
Dewdrop Flats, Formation de 381, 525
Dewdney Creek, Formation de .343
Dewdney Creek, Groupe de 387-388
Dezadeash, cuvette de .519
Dezadeash, flysch de .720
Dezadeash, Formation de 390, 630
Dezadeash, Groupe de 348, 560
Dismal Lakes, Groupe de .119, 123-125
Dividend, camp minier de .794
Dodger, mine .785
Dogtooth, duplex de .677
Dolly Vardene, mine .799
Domaine côtier 18, 22, 386-389, 543, 561, 607-613, 636-647
Domaine de l'avant-pays 5, 18, 84, 218, 266-307,366-377, 521 , 592-594, 695-713, 846-850
Domaine insulaire 5, 18, 23, 389-396, 522-525,543, 562, 613-617, 628-636, 850
Domaine intermontagneux .5, 18, 22, 379-386, 414-415, 521-528, 561, 604-607, 647-661, 850
Domaine d'Omineca 18, 21, 74, 95-97, 377-379, 505, 521, 594-604, 661-695, 786
Dome Creek, Formation de 184, 201
Donald, Formation de 177, 185
Dorsey, Assemblage de .324
Dorsey, terrane de 308, 324, 551, 595, 692, 790
Dryden, anticlinal de .684
Dublin Gulch, district minier de .784
Dubose, stock de .569
Ducette, Membre de .299
Ducie Island, Calcaire de .344
Duckling Creek, Complexe syénitique de 548
Duckling Creek, Syénite de 547, 548, 792
Duke, dépression de 720
Duke River, faille de .344, 512, 615, 630, 719-721, 812
Dumbell Mountain, Pluton de 543
Dunedin, Formation de 228-230
Dunira, Formation de 344
Dunvegan, Formation de 374, 376, 377
Duo Lake, Formation de .196, 211
Duvernay, Formation de 248

E

Eager, Formation d' 177, 184, 192
Eagle, Complexe plutonique d' 547, 554, 605
Eagle, Granodiorite d' .416, 655
Eagle, zone de plissement d' 709-713
Eagle Bay, Assemblage d' .311, 788
Eagle Bay, Formation d' 159, 202, 215, 231, 311, 318, 508
Eagle Plain, Groupe d' 376
Eagle Plains, bassin d' .363, 849
Eagle River, faille d' .597, 598
Earn, Assemblage de .253-266, 282, 785
Earn, Groupe d' 221, 227, 230, 281, 507, 786, 790
East Fork, Formation d' 376
East Sooke, gabbro d' 69
Ebbutt, Formation d' 224, 228, 229
Echooka, Membre d' .289, 301
Ecstall, Pluton d' 447, 561, 568, 608
Ecstall, Suite d' 568
Edmonton, Groupe d' 855
Edziza, segment d' 430
Edziza-Spectrum, Complexe volcanique d' .430, 434
Eldon, Formation d' 191-193
Elise, Formation d' 320, 323, 324
Elk, champ houiller d' 851
Elk Point, bassin d' .228, 230
Elk Point, Groupe d' 228
Elk Valley, champ houiller d' 851
Elko, Formation d' 193
Ellesmérienne, orogenèse 257, 266, 756
Ember Ridge, Complexe volcanique d' 425
Emerald, mine 785
Empetrum, Formation d' 387
Endako, Groupe d' .380, 525
Endako, mine 556, 799, 824
Endako, Pluton d' 799
Endeavour, mont sous-marin 483
Endeavour, segment 482
Endicott, Groupe d' 140
Entrance, conglomérat d' 377
Equity Silver (Goosly), mine 800
Esbataottine, Formation d' 211
Escalante, Formation d' 396
Eskimo Lakes, arche d' 368
Eskimo Lakes, faille d' 723
Espee, Formation d' .151, 158
Esplanade, faille d' 677
Etherington, Formation d' 278, 279, 281
Ettrain, Formation d' 282
Evie, Récif d' 230
Explorer, dorsale 482-488, 822
Explorer, plaque 415-421, 482-490, 529, 767, 850, 882
Exshaw, Formation d' 252, 253, 265, 276, 279, 846
Extension-Protection, Formation d' .395, 857

F

Fairchild Lake, Groupe de 117
Fairholme, Formation de 215
Fairholme, Groupe de 245

Fairview, camp minier de 794, 818
Fairweather, faille de 29, 44, 486, 630, 721-723, 882
Fall Creek, stock de 417
Fantasque, Formation de 288, 298, 372
Farallon, plaque 68, 75, 416, 421, 528-530, 765
Farallon-Pacifique, dorsale 528, 529
Feeney, mine 785
Fennell, Formation de 317, 509, 790
Fernie, bassin de 370, 521, 696
Fernie, Formation de . . . 291, 294, 299, 302, 306, 369, 846, 851
Field Creek, volcanites de 202, 508
Fiftymile, Batholite de 311, 789
Finlay, faille de 320, 652, 659, 716
Fire Lake, Groupe de 343, 387
Fish River, Groupe de 376
«Fish-Scale», horizon repère de 375
Fitton, Intrusion de 254, 787
Flathead, champ houiller de 851
Flathead, faille de 377, 697, 704
Flathead, graben de 448
Flathead, Formation de .192
Flett, Formation de 280, 281
Flores, volcanites de 390, 396, 524, 562
Flume, Formation de 245-249
Ford Lake, Formation de 253, 265, 281, 282
Fort Selkirk, segment de 435
Fort Simpson, Formation de 230, 253, 265
Fort St. John, bassin de 290
Fort St. John, Groupe de 298, 374-375, 523
Fort Steele, Formation de 110
Fourth of July, Batholite de 564, 798
Francois Lake, Intrusions de 548
Francois Lake, Suite de 69, 556, 799
Franklin, camp minier de 794
Franklin, intrusions de 84
Franklin Glacier, Complexe volcanique de . .416, 417, 528, 570
Franklin Mountain, Formation de 188, 196, 197, 206, 208
franklinien, géosynclinal 266
Fraser, faille du 22, 381, 387, 396, 416, 523, 570, 610, 643-646, 660, 716, 765, 804, 819
Fraser Bend, Formation de 415
French Range, Formation de 327
French Range, sous-terrane de 325, 327, 338
Frenchman Cap, dôme de 597, 597, 664, 665, 778
Freshwater Bay, Formation de 344
Funeral, Formation de 227, 229
Funnel Creek, Formation de 143

G

Gabriel Peak, Pluton de 561
Gabriola, Formation de .395
Gale Passage, essaim de dykes de 429
Galena Hill, district minier de 9
Galore Creek, Pluton de 548, 581
Gambier, arc de 502
Gambier, Assemblage de 25, 313, 343-348, 386-390, 519-521, 555, 560, 608, 760-764, 806
Gambier, Groupe de . 343, 348, 386-388, 519-521, 568, 610, 646
Gametrail, Formation de 145, 150
Gamsby, Complexe métamorphique de 567, 609
Gamsby, Groupe de 609
Garibaldi, ceinture volcanique de . . . 42, 46, 415-417, 421-425, 494, 528, 767
Garibaldi, Groupe de 421
Gataga, district minier de 786, 826
Gataga, Formation de 122, 780
Gates, Formation de 851, 855
Gateway, Formation de 115-116
George, Formation de 121
Georgia, bassin de 364, 395, 414, 635, 764, 850
Gething, Formation de 374, 851, 854
Giant Mascot, massif ultramafique de 561
Giant Mascot, mine .806, 824
Gibraltar, mine 795
Gil Island, complexe dioritique de 567
Gillespie Lake, Groupe de 118
Gladstone, Formation de 374, 854
Glauconite, Membre de 370
Glenogle, Formation de 213, 594
Gnat Lakes, Ultramafites de 544
Goat River, orogenèse de .8
Godlin Lakes, camp minier de 782, 786
Gog, Assemblage de 172
Gog, Groupe de 156, 176, 182-185, 190, 192
Golata, Formation de 281
Golden, amas de (kimberlites) 541
Golden, rentrant de 228-230, 245
Golden Bear, mine .798, 819
Golden Horn, Batholite de 563
Goosly Lake, Groupe de 380
Goosly Lake, Intrusions de 526, 800
Gorda, bloc de 484
Gorda, dorsale 484
Gordon, Formation de 193
Gorman Creek, Formation de 370
Gossly Lake, Suite de 564
Goz Creek, gisement de 172
Graham Island, Formation de 857
Grainstone, formation de 129, 780
Graminia, Formation de 251
Granby, faille de 726
Grand lac des Esclaves, zone de cisaillement du 745
Grande Cache, Membre de 855
Granduc, mine 805, 820, 821, 887
Granisle, mine 564, 800
Granite, Batholite de 551, 799
Granite Mountain, Pluton de 551, 795
Gravina-Nutzotin, Assemblage de 386-390, 519, 521, 615, 721, 812
Gravina-Nutzotin, zone de 344, 348, 519, 560, 719
Grayling, Formation de 290, 296, 301
Greenberry, Formation de 263, 264
Greenwood, district minier de 794
Greenwood, faille de 726
Grenville, boucle du 87, 130
Grenville, courbe du 87
Grenville Channel, faille de 640
Grinnell, Formation de 112, 779
Grizzly, champ gazéifère de 847
Grizzly Bear, Formation de 225
Grotto, Membre de .246, 250
Groundhog, champ houiller de 382, 383
Guichon, Suite de 323, 546, 553, 572, 791, 795
Guichon Creek, Batholite de 74, 323, 546, 647, 653, 791
Gull Lake, Formation de 180, 182
Gundahoo, faille de 175, 185, 702
Guyet, Formation de 263, 264
Gypse, formation de 128

H

Haida, Formation de 392, 615, 851, 857
Haines, complexe ultramafique de 560
Haig Brook, Formation de 111
Hall, Assemblage de .308, 323
Hall, Formation de 320, 324
Hall Lake, faille de 557
Halleck, Assemblage de 344
Hamill, Groupe de 159, 177, 185, 507, 681, 682, 749
Hamilton Island, calcaire de 345
Hammond, sous-terrane de 754, 756

Harbledown, Formation de . . . 347
Hare Indian, Formation de . . . 228, 230, 253, 849
Harper, assemblage de rift de . . . 143, 594
Harper, faille de . . . 708
Harper, volcanites de . . . 144
Harper Ranch, Assemblage de . . . 316, 320
Harper Ranch, Groupe de . . . 33, 232, 320, 341, 509, 648, 655
Harper Ranch, sous-terrane de . . . 308, 320-324, 757
Harrison, faille de . . . 567, 640-646, 716, 718
Harrison, terrane de . . . 309, 339, 342, 343, 805
Harrison Lake, Assemblage de . . . 342, 348, 387
Harrison Lake, Formation de . . . 343, 612, 805
Harrogate, Formation de . . . 228, 246
Hart River, Formation de . . . 254, 282
Hart River, culmination structurale de . . . 708, 709
Hasen Creek, Formation de . . . 346
Haslam, Formation de . . . 395
Hat Creek, bassin de . . . 858
Hat Creek, champ houiller de . . . 858
Hat Creek, graben de . . . 661
Hawkesbury, flexure de . . . 69
Hay River, plate-forme de . . . 245
Hayhook, orogenèse du . . . 8, 708
Hazelton, arc de . . . 551
Hazelton, Assemblage de . . . 25, 329, 387, 521, 605, 798, 799
Hazelton, cuvette de . . . 515, 517
Hazelton, Groupe de . . . 76, 309, 330-337, 385, 514, 551, 567, 607, 659, 758, 805, 842, 850
Hazen, cuvette de . . . 206, 750
Headless, Formation de . . . 224, 228, 229
Heart Peaks, Complexe volcanique de . . . 430, 434, 435
Heart Peaks, Formation de . . . 435
Hector, Formation de . . . 156
Hedley, camp minier de . . . 813
Hedley, district minier de . . . 826
Hellroaring Creek, Stock de . . . 109, 541
Helm, Formation de . . . 387
Henry Creek, Formation de . . . 121
Herchmer, faille de . . . 704
Hesquiat, Formation de . . . 396
Hess River, Formation de . . . 182, 186-189, 196
Hickman, Batholite de . . . 543, 545
Hidden Creek, mine . . . 805
Highland Valley, district minier de . . . 791, 814, 824
Highland Valley, faille de . . . 653
Hillard, Formation de . . . 186, 194
Hobson Lake, Pluton de . . . 601
Hogem, Batholite de . . . 544, 548, 557, 792
Hollebeke, Formation de . . . 245, 249
Holmes Creek, Membre de . . . 176
Honna, Assemblage de . . . 392, 393, 763
Honna, Formation de . . . 392, 615, 719, 851
Hoodoo Mountain, Complexe volcanique de . . . 430-432, 865
Horetzky, Dyke de . . . 569
Hornby, bassin de . . . 123, 779
Hornby Bay, Groupe de . . . 119, 123-125
Horn River, Formation de . . . 228, 230, 265
Horsefeed, Formation de . . . 325
Horseranch, faille de . . . 603
Horsethief Creek, Groupe de . . . 156, 158-160, 177, 542, 553, 664
Hota, Formation de . . . 184, 190
Hotailuh, Batholite de . . . 337, 543, 544
Hound Island, Volcanites de . . . 345
Howards Pass, district minier de . . . 210, 783, 784, 826
Howell Creek, Suite de . . . 556, 573
Howson, faciès de . . . 517, 605
Hozameen, faille de . . . 340, 387, 644
Hozameen, Groupe de . . . 644, 645, 718
Hubbard, faille de . . . 615, 630
Huckleberry, Formation de . . . 504
Hume, Formation de . . . 8, 229, 253
Hungry Valley, faille de . . . 22, 340, 644, 718
Hunt Fork, Formation de . . . 253, 257
Huntingdon, Formation de . . . 646
Huntington, terrane de . . . 757
Husky, Formation de . . . 368
Husky Creek, Formation de . . . 124
Hutshi, Formation de . . . 521, 522
Hutshi, Groupe de . . . 378
Hyd, Assemblage de . . . 345
Hyd, Groupe de . . . 345
Hyder, Pluton de . . . 806
Hyland, Assemblage de . . . 142, 144, 171
Hyland, Groupe de . . . 142, 150

I

Illtyd, Formation d' . . . 178, 185, 186
Ice Peak, Complexe volcanique d' . . . 432
Ice River, Complexe alcalin d' . . . 542, 595
Icefield Ranges, assemblage pélitique d' . . . 344, 345
Icefield Ranges, Suite d' . . . 345, 348, 543, 616, 807
Icy Point-Lituya Bay, faille d' . . . 721
Ilgachuz Range, Complexe volcanique d' . . . 428, 430, 530, 866
Illtyd, Formation d' . . . 178
Imperial, Assemblage d' . . . 253, 265, 266, 282
Imperial, Formation d' . . . 253-259, 373, 594
Independence, Formation d' . . . 322
Index, Formation d' . . . 202, 214
Ingenika, faille d' . . . 544, 604, 716
Ingenika, Groupe d' . . . 151, 152
Ingta, Membre d' . . . 175
Inklin, Assemblage d' . . . 27, 648, 649
Inklin, Formation d' . . . 309, 328, 331-335, 339
Inklinien, orogenèse de l' . . . 8
innuitien, orogène . . . 141, 142, 709, 756
insulaire, Domaine . . . 5, 18, 23, 389-396, 522-525, 543, 562, 613-617, 628-636, 850
insulaire, superterrane . . . 512, 519-523, 568, 572, 760, 764, 807-813
intermontagneux, Domaine . . . 5, 18, 22, 379-386, 414-415, 521-528, 561, 604-607, 647-661, 850
intermontagneux, superterrane . . . 338, 512, 519-523, 760, 764, 789-804
Intérieur, Plate-forme de l' . . . 42, 249, 280, 288, 299, 592-594
Invincible, mine . . . 785
Irene, Formation d' . . . 160, 503, 504
Ireton, Formation d' . . . 249, 250, 265
Iron Mask, Batholite d' . . . 323, 547, 791
Isaac, Formation d' . . . 157, 158
Isaac Lake, synclinorium d' . . . 674
Ishbel, Assemblage d' . . . 276, 278, 283, 288
Ishbel, cuvette d' . . . 283
Ishbel, Groupe d' . . . 291
Iskut, fossé d' . . . 450
Island, Intrusions d' . . . 74, 348, 518, 562, 808, 810
Island, Suite d' . . . 552, 554, 614, 615
Island Copper, mine . . . 555, 810, 813, 824
Island Mountain, amphibolite d' . . . 674
Island Mountain, mine . . . 788
Itcha Range, complexe volcanique d' . . . 428, 430, 530
Itzi, Formation d' . . . 257, 258
Ivishak, Membre d' . . . 301
Iyoukeen, Assemblage d' . . . 344
Iyoukeen, Formation d' . . . 344

J

Jack Mountain, faille de . . . 340, 645
Jackass Mountain, Formation de . . . 523
Jackass Mountain, Groupe de . . . 387-389, 645, 718
Jackfish Gap, Membre de . . . 280

Jackson, unité de 382, 383
«Jean Marie», stock de 556
Jedway, mine 555
Job, centre volcanique de 426
Johnston Canyon, Formation de 283, 286
Jones Lake, Formation de 301
Jónes Ridge, Formation de 143, 178, 185, 194, 504
Jowett, Formation de 214, 317, 508, 788
Juan de Fuca, plaque 23, 44, 51, 365, 415, 421, 428, 484-492, 528-530, 632, 636, 766, 850, 882
Juan de Fuca, dorsale 46, 52, 482-490, 632, 822
Jubilee, Formation de 177, 184, 192, 201, 202
Judith River, Formation de 855
Jumbo, district minier de 808
Jumping Pound, champ gazéifère de 846
Jumping Pound West, champ gazéifère de 846
Jungle Creek, Assemblage de 283, 289
Jungle Creek, Formation de 289

K

Kaketsa, Stock de 543, 545
Kakisa, Formation de 250, 252
Kakwa, plate-forme de 211, 212, 216
Kaltag, faille de 541, 723, 756, 787
Kamik, Formation de 368
Kamloops, Assemblage de 25, 378-381, 396, 524, 798, 800
Kamloops, Groupe de 381, 396, 400, 525, 726, 858
Kananaskis, Formation de 278
Kanayut, Conglomérat de 253, 257
Kandik, bassin de 370, 372
Kaniksu, Batholite de 557
Kano, Suite de 571
Kapoose, Formation de 393
Karheen, Assemblage de 216, 344
Karmutsen, Assemblage de 347, 810-812, 826
Karmutsen, Formation de 74, 347, 390, 419, 512-518, 543, 554, 613, 633, 808-812
Kasalka, Groupe de 379, 389, 521-525, 561
Kasalka, intrusions de 380
Kasika, Pluton de 609
Kaskawulsh, Assemblage de 216, 232
Kaslo, Formation de 310
Kaslo, Groupe de 317-319, 324, 508, 543, 684, 792
Kastberg, intrusions de 438, 439, 531, 564
Katherine, Groupe de 84, 126, 780
Kathul, grauwacke de 372
Kayak, Formation de 253, 282
Kaza, Groupe de 156-159, 599, 671
Kechika, bassin de 175, 178, 182, 185, 189, 193, 202, 210-213, 216, 228, 231, 786
Kechika, cuvette de 503
Kechika, faille de 379, 398, 526, 663, 671, 713, 716, 787
Kechika, Groupe de 186, 190, 197, 199, 210, 213, 214, 506, 702
Keele, arche de 373
Keele, bassin de 370, 372
Keele, Formation de 142, 145, 148, 149
Keele, soulèvement de 849
Keen Creek, Assemblage de 508
Keg River, barrière de 229, 230
Kekiktuk, Formation de 256, 282
Keku, Volcanites de 345
Keno Hill, district minier de 9, 819
Keno Hill, Quartzite de 543, 559
Kettle, dôme de 595
Kettle-Grand Forks, Complexe gneissique de 97
Kettle River, faille de 726
Kettle River, Formation de 381, 563
Ketza River, mine 787
Kicking Horse, bordure de 191-193
Kicking Horse, mine 782
Kindle, Formation de 288
King Island, Pluton de 429, 571
King Island-Bella Bella, Complexe volcanique de 428
King Salmon, faille de 335, 648, 657, 760
Kingak, Formation de 301, 306, 368
Kingsvale, Groupe de 380, 523, 655
Kingsvale, volcanites de 521, 643
Kintla, Formation de 84
Kishenehn, Formation de 377, 448
Kiskatinaw, Formation de 281
Kitchener, Formation de 112
Kitimat, fossé de 455
Kitsilano, Formation de 395
Kitsuns Creek, sédiments de 384
Klakas, orogène de 543
Klakas, orogenèse de 216, 753
Klamak, Formation de 344
Klondike, district minier de 450, 787, 813
Klondike, Schiste de 313
Klotassin, Batholite de 551, 692
Klotassin, Suite de 334, 551, 554, 791, 799
Kluane, Schistes de 390, 720
Kluane, Suite de 556, 560
Kluane Ranges, Suite de 390
Knob Hill, Groupe de 322, 509, 794
Kobau, Groupe de 322, 509, 794
Kobuk, faille de 723
Kohse Creek, Volcanites de 504
Kootenay, arc de 52, 127, 185, 201, 214, 311, 552, 598, 667, 680, 690, 694, 778, 782, 788
Kootenay, district de 9
Kootenay, Assemblage de 29, 367, 369, 761
Kootenay, Faciès de 420
Kootenay, Groupe de 307, 369, 370, 851
Kootenay, terrane de 21, 27, 95, 185, 214-216, 231, 310, 507, 542, 674-676, 754-758, 786
Kootenay-Est, orogenèse du 8, 131
Kotaneelee, champ gazéifère de 230
Kotsine, faciès de 517
Kula, plaque 68, 75, 364, 365, 518, 765
Kunga, Groupe de 348, 555
Kunga, Formation de 347, 392, 518, 633, 808
Kuskanax, Batholite de 214, 310, 552, 598, 684
Kuskanax, Suite de 552, 572, 617
Kutchin, Formation de 220
Kutcho, Assemblage de 325, 648
Kutcho, faille de 22, 320, 330, 544, 652, 659, 716
Kutcho, Formation de 327, 331, 334, 512
Kyuquot, Groupe de 393, 808

L

La France Creek, groupe de 116
La Perouse, Suite de 571
Laberge, Groupe de 329-331, 378, 401, 551, 554, 559, 799, 850, 855
Lachlan, zone de plissement de 573
Ladner, Assemblage de 340, 341, 387
Ladner, Groupe de 340, 387, 804
Ladybird, nappe de charriage de 601
Ladybird, Suite de 563
Laib, Formation de 193, 201, 785
Landry, Formation de 228, 229
Laramide, orogenèse du 6
Lardeau, Groupe de 159, 201, 214-216, 318, 508, 552, 598, 601, 681-684, 754
Latham, Pluton de 544
laurentidien, Inlandsis 462, 463
Lay Range, faille de 544
Leadbetter, Formation de 193, 201
Leduc, récifs de 249

Leech River, faille de 394, 396, 519, 562, 616, 635, 808
Leech River, Formation de 394, 396, 808, 812
Leech River, Schistes de .616
Leith, ligne de 123
Leola, Formation de 160
Level Mountain, Complexe volcanique de . . . 22, 430, 434, 866
Level Mountain, segment de 430, 434
Lewes River, Assemblage de 329
Lewes River, Groupe de . 327-331, 338, 512, 515, 559, 799, 850
Lewes River, terrane de 33
Lewis, faille de 696, 851
Lewis, nappe de charriage de 110, 697, 702
Liard, bassin de 756
Liard, dépression de 204, 211, 750
Liard, Formation de 291, 298, 301
Liard, ligne de 204
Liard, synclinal de 377
Lightning Creek, anticlinorium de 676
Lillooet River, linéament de 610
Lisburne, Assemblage de 256, 282
Lisburne, Groupe de 283, 289
Little Bear, Formation de 376
Little Bell, Membre de 306
Little Dal, Groupe de 84, 125-130, 145-148, 706, 780
Little River, faille de 599, 604
Little Shuswap, orthogneiss de 215
Livingstone, Formation de 278, 279
Llama, Membre de 291, 292, 301
Lluvia Peak, Pluton de 569
Lokken, Batholite de .551
Lone Land, Formation de 123
Long Lake, Batholite de 551
Long Lake, Suite de 545, 551, 572, 791, 799
Longarm, Assemblage de 392, 393
Longarm, Formation de 391-393, 633, 808
Loomis, Membre de 278, 281
Lopez, Complexe de 394
Lornex, faille de 653
Lost Horse, Stock de 791
Louis Creek, faille de .655
Louscoone Inlet, faille de 420, 632, 718, 766
Ludington, Formation de 291-299, 301
Lunar Creek, Pluton de 544
Luscar, Groupe de 373, 375, 855
Lyell, Formation de 200-202
Lynx, Groupe de 190, 199, 200

M

MacDonald, plate-forme de 175, 204, 211, 216, 220, 224, 228-230, 783
MacDonald, Suite de 541
MacKay Lake, stock de 811
Mackenzie, arc de 86, 119, 130, 368, 706, 847
Mackenzie, arche de 204, 208
Mackenzie, boucle de 86
Mackenzie, dykes de 133, 504
Mackenzie, Lentille de dolomie de 292
Mackenzie, plate-forme de 172, 174, 178, 196, 204-212, 216, 220-230, 784
Mackenzie, zone de plissement de 685
Mackenzie Mountains, Assemblage de 125, 780
Mackenzie Mountains, Supergroupe de 84, 119-125, 130, 143-145, 504, 745, 779
MacLaren, zone métamorphique de 720
MacMillan Pass, district minier de 826
Maggie, stock de 798
Magnum, mine 780
Mahto, Formation de 184, 190
Maid of Erin, mine 807
Malcom Creek, Formation de 851
Maligne, Formation de 247-249
Malton, Complexe gneissique de 96
Malton, Gneiss de 96, 592, 676, 696
Manuel Creek, Formation de 306
Manville, Groupe de 306, 855
Marama, Formation de 381, 525
Marble Canyon, Formation de 33, 329
Marble Range, sous-terrane de 328, 329
Marblemount, Diorite quartzique de 543
Marmot, Formation de 211, 503-508, 541
Marron, Formation de 379, 381, 563, 861
Marron Coryell, suite de 525
Marston, Membre de 278
Marten, Conglomérat de 318, 319
Martin Creek, Formation de 368
Martin House, Formation de 370
Masset, Formation de 69, 393, 413-421, 529, 571, 615, 633, 851, 808-811
Matanuska, Assemblage de 616
Matthews, faille de 599
Mattson, Assemblage de 276, 278, 280, 282
Mattson, Formation de 281, 372, 594
Maude, Groupe de 348
Mazama, cendres de 423
McCann Hill, chert de 230, 265
McCarthy, Formation de 347
McCloud, Calcaire de 341
McConnell, faille de 696
McConnell, nappe de charriage de 702
Mc Connell Creek, Province volcanique de 438, 530, 531
McDame, Groupe de 231
McDougall Segur, conglomérat de 375
McEvoy, unité de 384
McGuire, Formation de 368
McKay, Groupe de 192, 201, 213, 594
McKinney, camp minier de 794, 817
McLaughlin Ridge, Formation de 232
McNamara, Pluton de 554
McNaughton, Formation de 158, 176
Meager Mountain, Complexe volcanique de 425, 426, 570
Meilleur, Membre de 280, 281
Meilleur River, rentrant de 204, 210, 224, 750, 783
Menard Creek, massif ultramafique de 544
Menzies Creek, formation de 784
Merritt, champ houiller de 857, 858
Mesilinka, Pluton de 547, 557
Metaline, Formation de 193, 201
Metchosin, Assemblage de 396
Metchosin, Complexe igné de 396, 519, 616, 635, 808, 813
Metchosin, Volcanites de 562
Methow, cuvette de 75, 563, 644, 718
Methow, terrane de 339-343, 610, 655, 804
Mica Dam, antiforme de 679
Michelle, Formation de 226
Midas, Formation de 158, 177
Miette, Groupe de 154-158, 176
Miles Canyon, segment de 430
Milford, Assemblage de 310, 788
Milford, Groupe de 201, 215, 310, 318, 508, 595, 600, 681-684, 754, 792
Mine, Stock de 553, 600
Mink Creek, Suite de 542, 789
Minnes, Groupe de 37, 307, 369, 370, 851
Minto, mine 804
Minto, Pluton de 551, 799
Misinchinka, Groupe de 95, 152-156, 597, 782
Mist Mountain, Formation de 594, 851, 855
Mistaya, Formation de 200, 202
Misty, Formation de 278
Misty Creek, rentrant de . . . 204, 210, 216, 503, 713, 751, 783
Moffat, rhyolite de 345

Mohican, Formation de 159, 177, 185
Molybdenum (Kitsault), mine 800
Monarch, mine 782
Monashee, Complexe de . . 97, 117, 595, 601, 663-667, 680, 778
Monashee, décollement de 97, 553, 597, 663-667, 677, 724
Monashee, terrane de 27, 542, 663-667
Monk, Formation de 160
Monkman, Quartzite de 211
Monster, Formation de 376
Montanie 192
Monteith, Formation de 370, 760
Moose Channel, Assemblage de 364
Moose Channel, Formation de 592
Moose Channel, gisements houillers de 858
Moose Mountain, champ gazéifère de 846
Moosebar, Formation de 855
Moosevale, Formation de 513
Moresby, Groupe de 391
Morro, Membre de .251
Mosquito Creek, mine 788
Moth Bay, Pluton de 568
Mount Attwood, Formation de 311
Mount Barr, Batholite 416
Mount Barr, Complexe de 68
Mount Baird, Formation de 227
Mount Billings, Batholite de 785, 826
Mount Brenner, Pluton de 559
Mount Burnham, orthogneiss de 313
Mount Caplice, Stock de 545
Mount Carlyle, stock de 553
Mount Cayley, Complexe volcanique de 424, 425
Mount Constantine, Complexe gabbroïque de 543
Mount Copeland, gneiss syénitique de 542
Mount Dilworth, Formation de 842
Mount Edziza, Complexe volcanique de . . 22, 432-434, 455, 866
Mount Fee, Complexe volcanique de 424-425
Mount Fitton, Pluton de 542
Mount Forster, faille de 228, 246
Mount Forster, Formation de 228
Mount Fowler, Batholite de 542
Mount Gilbert, Pluton de 568, 569
Mount Goodenough, Formation de 368
Mount Grace, carbonatite de 542
Mount Harper, Complexe volcanique de . . . 98, 143, 504, 541
Mount Harper, événement du rift de 708
Mount Hawk, Formation de 247-252
Mount Head, Formation de 278, 279, 281
Mount Kindle, Formation de 196, 206, 207, 221
Mount Logan, Batholite de 555
Mount Lytton, Complexe plutonique de . . . 323, 388, 523, 547, 644, 655, 660
Mount Mye, formation de 783
Mount Nansen, Groupe de 378, 446, 556, 559, 799
Mount Nansen, volcanites de 521, 522
Mount Nelson, Formation de 116, 117, 826
Mount Roberts, Formation de 311, 508
Mount Sedgwick, Pluton de 542
Mount Sicker, mine 809, 819
Mount Silverthrone, Complexe volcanique de .416, 419, 421, 865
Mount Stuart, Batholite de 73, 561
Mount Toby, stock de 553
Mount Washington, mine 811
Mount Whyte, Formation de 184, 191
Mount Wilson, Formation de 211, 213
Mountain, diatrèmes de 541
Mowitch, Formation de 289
Moyie, filons-couches de 541
Moyie, Intrusions de 110, 503
Moyie, Suite de 541
Muir-Chichagof, Suite de 560
Muncho-McConnell, Formation de 212, 220
Mural, Formation de 158, 176, 183-185
Murray Ridge, Formation de 306
Muskox, Intrusion de 504
Muskwa, anticlinorium de 702
Muskwa, Assemblage de . . . 107, 119, 124, 503, 541, 702, 780
Muskwa, rentrant de 125
Myra, Formation de 232
Mysterious Creek, Formation de 343

N

Narchilla, Formation de 150, 175, 182
Nahanni, Formation de 229, 230
Nahlin, bassin de 386
Nahlin, faille de 649, 657
Nahlin, massif ultramafique de 325
Naiset, Formation de 192
Nakina, sous-terrane de 325, 327
Nanaimo, Assemblage de 23, 394, 395
Nanaimo, bassin de 395, 850
Nanaimo, champ houiller de 857
Nanaimo, Groupe de 40, 390, 394, 554, 562, 615, 634, 808-811, 850, 857, 871
Nanika, Intrusions de 380, 564, 800
Nanika, Suite de 564, 805
Nanoose, soulèvement de 511, 634
Narakay, volcanites de 124
Narchilla, Formation de 150, 174, 175, 182, 183
Nasina, Assemblage de 787
Nasina, bassin de 240
Nasina, Formation de 231, 313
Nasina, Quartzite de 216, 663
Nassien, orogenèse du 8
Naswhito Creek, Formation de 381
Nation River, Formation de 253, 265
Natla, Formation de 225
Nazcha, Formation de 320, 323
Nazco, centre volcanique de 430
Nechako, bassin de 22, 382, 385, 660, 850
Needle Peak, Pluton de 563
Needlepoint, Pluton de 562, 787
Nehenta, Formation de 345
Nelson, Batholite de 598, 601, 681, 684, 792-794, 826
Nelson, Suite de 552, 572, 581, 617, 788, 792-794
Nelway, Formation de 193, 201
Neruokpuk, bassin de 747
Neruokpuk, Formation de 138, 141, 172, 256, 594
Netalzul, volcanites de 384, 517, 606
Nevadan, orogenèse de 760
Newman (Bell Copper), mine 800
Nicoamen, synclinal de 655
Nicol Creek, Formation de 115, 116, 503
Nicola, arc de 512, 759, 791
Nicola, Assemblage de . . .25, 215, 320, 546-548, 605, 791, 842
Nicola, bassin de 401
Nicola, batholite de 323, 660
Nicola, Groupe de 320-324, 329, 339, 380, 401, 512-515, 546, 605, 652-657, 756, 798
Nicola, horst de 605
Nig Creek, plate-forme de 290
Niddery, hauteur de 204, 210
Nikanassin, Formation de 369, 370, 851
Nikolai, Roches vertes de 347, 512, 514, 615, 812
Nilkitkwa, Formation de 336, 337, 517, 606
Nilkitkwa, dépression de 517
Nisku, Formation de 247
Nisling, Assemblage de 27
Nisling, terrane de 27, 161, 216, 230, 313, 339, 582, 595, 663, 787
Nisling Range, alaskite de 522, 526, 564
Nisling Range, assemblage de 524
Nisutlin, Allochtone de 22, 311-313, 508, 789

Nisutlin, Assemblage de . . . 311
Nisutlin, batholite de . . . 663
Nisutlin, sous-terrane de . . . 95, 161, 595, 692, 754, 787-789
Nitinat, cônes de . . . 490
Nitinat, Formation de . . . 216, 232
Nizi, Formation de . . . 315
Nizina, Calcaire de . . . 812
Nizina, Formation de . . . 347
Noatak, Formation de . . . 253, 257
Nome Lake, Batholite de . . . 551
Nonda, Formation de . . . 212
Nootka, faille de . . . 46, 421, 488
nord-américaine, plaque . . . 23, 44, 51, 416, 428, 530, 630, 765
nord-atlantique, province faunique . . . 30
Nordegg, Membre de . . . 358
Nordenskiold, Dacite de . . . 335, 551
Norman Wells, champ pétrolifère de . . . 9, 228, 846, 849
Norman Wells, hauteur de . . . 220, 221, 225
North Branch, Formation de . . . 367
North Slope, terrane de . . . 142, 755, 756
North Thompson, faille de . . . 598, 604
Northern Sierra, terrane de . . . 753, 756, 761
Northumberland, Formation de . . . 395
Norton, bassin de . . . 723

O

Ogilvie, arche d' . . . 204, 208-210, 216, 783
Ogilvie, déflexion d' . . . 709
Ogilvie, Formation d' . . . 226, 227, 230
Ogilvie, plate-forme d' . . . 204, 208, 216, 220, 503, 506
Okanagan, Batholite d' . . . 547, 553, 794
Okanagan, Complexe métamorphique d' . . . 595, 604
Okanagan, sous-terrane d' . . . 320-324, 794, 842
Okanagan, zone de cisaillement d' . . . 563
Okanagan Valley, faille d' . . . 598
Olalla, Pluton d' . . . 548
Old Crow, bassin d' . . . 849
Old Crow, Batholite d' . . . 254, 542, 723, 787
Old Dominion, Calcaire d' . . . 185
Old Tom, Formation d' . . . 322, 794
Oliver, camp minier d' . . . 794, 818
Oliver, Pluton d' . . . 553
Olympus, Lentille de Grès d' . . . 294
Omineca, Domaine d' . . . 18, 21, 74, 95-97, 377-379, 505, 521, 594-604, 661-695, 786
One Tree, Formation d' . . . 393
Ootsa Lake, Groupe d' . . . 380, 525, 800
Ootsa-Endako, assemblage d' . . . 524
Opal, Membre d' . . . 278
Osilinka, Intrusions d' . . . 547, 558
Ospika, diatrème d' . . . 541
Osprey Lake, Pluton d' . . . 554
Otter Park, Membre d' . . . 230
Ottertail, Formation d' . . . 201, 202
Outram, Formation d' . . . 211, 213
Owen Creek, Formation d' . . . 211, 213

P

Pacific Rim, Assemblage de . . . 393
Pacific Rim, Complexe de . . . 394, 421, 524, 719, 808
Pacific Rim, terrane de . . . 23, 393-396, 518, 616, 635, 812
pacifique, plaque . . . 44, 51, 75, 390, 396, 416, 421, 428, 479-494, 528, 630, 765, 882
Pacifique, orogène du . . . 18
Pacifique Est, dorsale du . . . 55, 822
Pali Dome, Complexe volcanique de . . . 425
Palliser, Formation de . . . 218, 251, 278, 279
Pandora Peak, unité de . . . 394, 616
Pandora Peak, formation de . . . 616
Panther River, champ gazéifère de . . . 846
Pardonet, Formation de . . . 291, 296-302, 594
Parson Bay, Formation de . . . 347, 614
Parsons, Assemblage de . . . 367
Pasayten, faille de . . . 22, 340, 387, 553, 612, 644, 655, 716
Pasayten, Groupe de . . . 389, 416, 417
Paskapoo, Formation de . . . 377, 592
Pattison, Pluton de . . . 564
Paul Revere, dorsale . . . 488
Paul Revere, zone de fracture de . . . 488
Pavilion, sous-terrane de . . . 328
Peace River, arche de . . . 121, 175, 178, 193, 204, 211, 221, 224, 245, 251, 279, 375, 592, 750
Peace River, rentrant de . . . 281, 283
Peechee, Membre de . . . 246-248
Peel, cuvette de . . . 370-376
Peel, plate-forme de . . . 220-230, 245
Pekisko, Formation de . . . 278, 280, 281
Pelly, Gneiss de . . . 97, 311-313, 542
Pemberton , ceinture volcanique de . . . 415-417, 427, 570, 767
Pemberton-Garibaldi, arc de . . . 428
Peninsula, Formation de . . . 343, 387
Péninsulaire, terrane . . . 67, 758, 760
Pennask, Batholite de . . . 547, 553, 791, 795
Pentincton, Groupe de . . . 396, 607, 861
Peratrovich, Formation de . . . 344
Perdrix, Formation de . . . 247, 248, 265
Peyto, Formation de . . . 184
Peyto, Membre de . . . 176
Phillips, Formation de . . . 116
Phroso, Membre de Siltstone de . . . 291-298, 301
Pika, Formation de . . . 191
Piltz Peak, Pluton de . . . 561
Pincher Creek, champ gazéifère de . . . 846
Pinchi, faille de . . . 320, 328, 517, 544, 652, 716, 795
Pinchi Lake, mine . . . 9, 795
Pine Point, district minier de . . . 782
Pinguicula, Assemblage de . . . 144
Pinguicula, Groupe de . . . 117, 119, 125, 131, 143, 504, 541, 594, 745, 780
Pinnacles, dôme de . . . 601
Pioneer, mine . . . 804
Pitman, Batholite de . . . 546, 547
Plateau, faille de . . . 704
Plateau, Laves de . . . 426
Plateau, nappe de charriage de . . . 705
Pleasant Valley, faille de . . . 215
Point Augusta, Formation de . . . 721
Pointed Mountain, champ gazéifère de . . . 230, 848
Polaris, Suite ultramafique de . . . 543-548, 572, 581, 798, 806
Polygones de dessiccation, formation à . . . 128
Ponder, Pluton de . . . 569, 609
Porcupine, faille de . . . 712, 723, 756, 787
Porcupine, plate-forme de . . . 204, 208, 220, 226-230
Porcupine, terrane de . . . 138, 141
Porcupine, virgation de . . . 711, 760
Porcupine Creek, anticlinorium de . . . 697
Porcupine Hills, Formation de . . . 377
Porcupine River, Formation de . . . 368
Port Refugio, Formation de . . . 344
Porteau, Pluton de . . . 73, 569
Portland Canal-Stewart, camp minier de . . . 813, 817
Portrait Lake, Formation de . . . 257-259
Prairie Creek, rentrant de . . . 204, 210, 221, 224
Premier, anticlinorium de . . . 673, 674
Premier, Porphyre de . . . 567
Presqu'île, barrière de . . . 230
Presqu'île, Complexe de . . . 228
Prevost, Formation de . . . 257, 259
Prichard, Formation de . . . 110, 111
Prince Rupert, zone de cisaillement de . . . 608

Princeton, bassin de . . . 401, 607, 660, 858
Princeton, champ houiller de . . . 857
Princeton, Groupe de . . . 858
Privateer, mine . . . 811
Prometheus, anomalie magnétique de . . . 635
Prophet, cuvette de . . . 275, 281
Prophet, Formation de . . . 265, 279-282
Prosperity-Porter Idaho, mine . . . 800
Protocontinent nord-américain . . . 6, 27, 142-160, 203, 218, 507, 541, 676-691
Prudential, unité de . . . 384
Puppets, Formation de . . . 345
Purcell, anticlinorium de . . . 106, 159, 597, 676, 680, 685, 690, 703, 778
Purcell, arche de . . . 201, 216, 310
Purcell, bassin de . . . 125
Purcell, faille de . . . 596, 676, 677, 680
Purcell, filons-couches de . . . 541
Purcell, Laves de . . . 84, 115, 503, 779
Purcell, rentrant de . . . 779
Purcell, sillon de . . . 874
Purcell (Belt), Assemblage de . . . 503, 504
Purcell (Belt), Supergroupe de . . . 84, 108-119, 124, 130, 159, 177, 690, 703, 745, 778-779
Purcell-Wernecke, Assemblage de . . . 108, 117, 778, 826
Pybus, Assemblage de . . . 344
Pylon Peak, cône de . . . 425
Pyroxenite Creek, ultramafite de . . . 560

Q

Quanchus, Suite de . . . 564, 800
Quartet, Groupe de . . . 118, 142
Quartz Hill, stock de . . . 571
Quartzite Range, Formation de . . . 681
Quatsino, Formation de . . . 347, 514, 808, 809
Queen Charlotte, bassin . . . 44, 411, 414, 419, 633, 718
Queen Charlotte, Groupe de . . . 392-394, 632, 808, 851
Queen Charlotte, Suite de . . . 808, 810
Quesnel, arc de . . . 510
Quesnel, champ houiller de . . . 858
Quesnel Lake, Orthogneiss de . . . 542
Quesnel Lake, volcanoclastites de . . . 74
Quesnel River, Groupe de . . . 320, 324, 792
Quesnel River, intrusion de . . . 311
Quesnellie . . . 22, 27, 320-324, 508-515, 530, 546-548, 652-657, 694, 755, 791-795
Quilchena, faille de . . . 653
Quill Creek, Complexe de . . . 812
Quottoon, Pluton de . . . 447, 570, 609, 640

R

Rabbitkettle, Formation de . . . 182, 188, 196, 210, 506, 784
Rackla, dykes de . . . 541
Racklan, orogenèse du . . . 8, 708
Rae, Groupe de . . . 123, 130, 745, 780
Raft, Batholite de . . . 669
Rainbow Range, Complexe volcanique de . . . 428, 429, 530
Ramparts, Formation de . . . 228, 245, 253, 849
Randall, Formation de . . . 345
Ranger Canyon, Formation de . . . 288
Rapid, dépression de . . . 365, 376
Rapid, réseau de failles de . . . 53, 723
Rapid Creek, Formation de . . . 372
Rapitan, Assemblage de . . . 780
Rapitan, Groupe de . . . 84, 117, 119, 125, 130, 144, 146, 594, 781-783
Rat, soulèvement de . . . 713
Rat River, Formation de . . . 368
Red Rose, Formation de . . . 385, 857
Red Tuff, Membre de . . . 517
Redstone, arche de . . . 225-228, 783
Redstone River, Formation de . . . 146, 148, 780
Reindeer, Assemblage de . . . 376, 723, 858
Reindeer, Formation de . . . 376
Reine-Charlotte, bassin de . . . 44, 389, 411-414, 615, 633, 718, 766, 850
Reine-Charlotte, faille de . . . 23, 44, 411, 483-488, 530, 632, 719, 723, 850, 882
Reine-Charlotte, terrasse de . . . 485, 488, 633, 850
Relay Mountain, Assemblage de . . . 340, 387, 761
Relay Mountain, Formation de . . . 760
Relay Mountain, Groupe de . . . 387, 388
Rennell Sound, faille de . . . 392, 420, 633, 718
Republic, graben de . . . 72
Revere-Dellwood, zone de fracture de . . . 482
Revett, Formation de . . . 112, 779
Rexspar, gisement de . . . 861
Reynolds Point, Formation de . . . 87
Richardson, anticlinorium de . . . 373, 709, 713, 849, 857
Richardson, cuvette de . . . 172, 177, 186, 194, 203-209, 216, 220, 226, 710, 750
Richardson, réseau de failles de . . . 710, 712
Richardson Mountains, Formation de . . . 306
Rigel, champ gazéifère de . . . 847
Riondell (Bluebell), camp minier de . . . 788, 826
Risky, Formation de . . . 145, 150, 172, 180, 783
Road River, Formation de . . . 186-189, 194-197, 209-213, 220, 226, 259
Road River, Groupe de . . . 180, 784
Robb Lake, camp minier de . . . 782
Robert Service, faille de . . . 685
Roberts Mountain, Allochtone de . . . 266
Roberts Mountain, chevauchement de . . . 756
Robson, bassin de . . . 176, 184, 185, 190-193, 199-202, 211-213, 216
Rocher Deboule, Stock de . . . 524, 561, 799
Rocheuses du Nord, sillon des . . . 5, 396, 456, 522-526, 646, 713-716, 765
Rocheuses du Sud, sillon des . . . 5, 55, 456, 767
Rocheuses du Sud, cuvette des . . . 370
Rock Creek, Membre de . . . 306, 358
Rockslide, Formation de . . . 186-189
Rocky Mountains, Assemblage de . . . 25, 213, 218, 231, 249
Rocky Ridge, Membre de . . . 606
Rocky Ridge, volcanites de . . . 385, 558
Romanzof, soulèvement de . . . 711
Ronde, Membre de . . . 246, 250-252
Roosevelt, faciès de . . . 189, 190
Roosevelt, graben de . . . 197, 199
Roosville, Formation de . . . 116
Root, bassin de . . . 220-227, 750, 783
Rosella, Formation de . . . 175, 183, 185, 190, 199
Ross Creek, Formation de . . . 286, 288
Ross Lake, faille de . . . 387, 612, 645, 716
Ross Lake, Membre de . . . 193
Rossland, camp minier de . . . 788, 792, 813
Rossland, district minier de . . . 792, 816
Rossland, Groupe de . . . 320, 323, 512, 553, 792
Rossland, Monzonite de . . . 792
Rossland, volcanites de . . . 514, 515
Round Mountain, assemblage de . . . 421
Ruby Range, Batholite de . . . 526
Ruby Range, granodiorite de . . . 564
Rundle, Assemblage de . . . 228, 231, 245, 276, 279, 282
Rundle, Groupe de . . . 252, 265, 278, 291, 310, 846

S

Sadlerochit, Assemblage de . . . 283, 289, 301
Sadlerochit, Formation de . . . 289, 301

Saginaw Bay, Formation de 344
Saint Elias, Suite de 390, 555, 616
Salal Creek, complexe volcanique de 570
Salal Creek, Pluton de 417
Salal Creek, Stock de 416, 426, 528-529
Salal Glacier, Complexe volcanique de 426
Saline River, Formation de 706
Salmo, district minier de 825
Salter, Membre de 278
Saltspring, Intrusions de 232, 543
San Christoval, plutons de 555
San Juan, faille de 394, 616, 808
San Juan, terrane de 757
Sandpile, Groupe de 213, 214
Sandspit, faille de 420, 632, 718, 766, 811
Sans Sault, Formation de 372, 373
Sassenach, Formation de 251
Saunders, Groupe de 851, 855
Savage Mountain, Formation de 513
Sayunei, Formation de 144-149, 781
Schaffer, Intrusion de 254
Scho, soulèvement de 713
Scho Creek, Membre de 306
Schooler Creek, Groupe de 291
Schroeder, faille de 684
Scottie, mine 816
Scripp, nappe de 676
Seagull, Batholite de 790, 826
Sedgewick, Intrusion de 787
Sekwi, Formation de 178-189, 783, 785
Selkirk, Allochtone de 597, 663-665, 680, 724
Selkirk, laves de 436
Selwyn, bassin de 141, 149, 172-189, 193-197, 202-204, 210-213, 216-231, 378, 503-506, 700, 704, 713, 750, 784, 826
Selwyn, Gneiss de 542
Selwyn, Suite de 556, 558, 572, 784, 787
Selwyn, zone de plissement de 685
Semenof, bloc de 692
Semenof, faille de 652, 692, 716
Semenof, formation de 314
Sentinel, sous-terrane de 325
Settler, Schiste de 339
Seward, Suite de 562
Shakwak, faille de 719, 812
Shakwak, fossé de 719
Shale rouille, formation de 129
Shames River, faille de 639
Sharon Creek, Formation de 214
Sharp Mountain, Formation de 372
Sheba, Groupe de 563
Sheep Creek, camp minier de 552, 788, 793, 818
Sheepbed, Formation de 145, 149, 150
Sheppard, Formation de 84
Sheppard, Intrusions de 563
Shezal, Formation de 130, 144, 148, 781
Shingle Creek, porphyre de 563
Shoemaker, Assemblage de 322
Shoemaker, Formation de 33, 322, 794
Shonektaw, Formation de 320, 323
Shorts Creek, Formation de 381
Shublik, Formation de 301, 302
Shuksan, Assemblage de 643
Shuksan, faille de 646
Shuksan, terrane de 309, 339, 341, 612
Shulaps, massif ultramafique de 10, 340, 612
Shunda, Formation de 278
Shuswap, Complexe métamorphique de 21, 117, 159, 184, 509, 598, 604, 778
Sicamous, Formation de 215
Sicker, Assemblage de 232, 346, 511, 554, 754
Sicker, Groupe de 35, 232, 346, 508, 511, 613, 634, 808
Sifton, antiforme de 602
Sifton, Assemblage de 386
Sifton, bassin de 398, 400, 446
Sifton, conglomérat de 704
Sifton, faille de 565, 602, 603, 663
Sifton, Formation de 398
Sikanni, champ gazéifère de 847
Sikanni, faciès de 517
Silback-Premier, mine 799, 813, 814, 817
Siletz, volcanites de 66
Siletzie 72
Silver Creek, Stock de 416
Silver Giant, mine 782
Silverthrone, Complexe volcanique de 528
Similkameen, Batholite de 547, 553, 791
Simla, Formation de 250
Simpson, Allochtone de 311-313, 508
Simpson Peak, Batholite de 551
Simpson Range, Suite de 313, 542, 789
Sinwa, Formation de 328, 334
Sinwa, terrane de 33
Sitlika, assemblage de 512
Siyeh, Formation de 112, 115, 779
Skagit, Gneiss de 339, 644, 718
Skagit, volcanites de 570
Skaha, Formation de 381
Skeena, arche de 331, 335-337, 384, 515-522, 548, 561, 659, 798, 816, 855
Skeena, Assemblage de 25, 340, 384, 392, 798
Skeena, bassin de 22, 379, 444, 763
Skeena, Formation de 374, 401
Skeena, Groupe de 379-385, 522, 606, 659, 857
Skeena, zone de plissement de 606, 739
Skidegate, Formation de 392, 393
Skoki, Formation de 211, 213, 594
Skolai, arc de 511
Skolai, Assemblage de 511, 812
Skolai, Groupe de 346, 347, 511, 615
Skonun, Formation de 411-419, 428, 615, 633, 808, 810, 817, 858
Skukum-Sloko, Complexe igné de 502
Skukum, Groupe de 378, 526
Sky Pilot, pendentif de 642
Slag Hill, Complexe volcanique de 425
Slate River, Formation de 373
Slats Creek, Formation de 186, 194
Slave Point, Formation de 245
Slide Mountain, Allochtone de 508
Slide Mountain, Assemblage de 314, 317, 322, 509
Slide Mountain, Groupe de 314, 317, 509
Slide Mountain, terrane de 7, 22, 314-320, 370, 508, 515, 542, 692-694, 755, 789
Slocan, camp minier de 788, 826
Slocan, district minier de 793
Slocan, Groupe de 320, 323, 324, 684
Slocan, synclinal de 598, 600
Slocan Lake, faille de 553, 598, 726
Sloko, Formation de 435
Sloko, Groupe de 378, 526
Sloko, volcanites de 564
Smithers, Formation de 336, 517
Smoky, Assemblage de 376
Smoky, Groupe de 855
Snake Indian, faille de 696
Snake Indian, Formation de 190
Snake River, faille de 119
Snowshoe, Formation de 156, 159
Snowshoe, Groupe de 215, 311, 599
Sombre, Formation de 221, 224
Sonoman, orogenèse de 758

Sonomie 38, 340
Sooke, Formation de 396
Sooke, Gabbro de 396, 519, 562, 813
Sophie Mountain, Formation de 379
South Fork, Assemblage de 378-380
South Fork, Volcanites de 378, 446, 521, 559, 597, 685
Southesk, Formation de 246, 250
Sovanco, zone de fracture de 490
Spatsizi, Groupe de 337, 517
Spectrum Range, Complexe volcanique de 432
Spences Bridgea, arc de 523
Spences Bridge, Groupe de 178, 380, 388, 523, 606, 655
Spences Bridge, Volcanites de 521, 561
Spider Peak, Formation de 804
Spider Peak, Groupe de 340, 387
Spinel, faille de 395, 715
Spirit, faille de 706
Spray, Formation de 395
Spray Lakes, Groupe de 278, 279
Spray River, Assemblage de 290, 301, 302
Spray River, Groupe de 291
Springbrook, Formation de 381
Spuzzum, Pluton de 73, 561, 612, 645, 806
Squamish, Granodiorite de 569, 610
St. Elias, faille de 486, 630, 631, 723
St. Clare, Province volcanique de 415, 437, 438
St. Clare, synclinal de 437
St. Mary, faille de 117
St. Mary River, Formation de 377, 855
Standfast Creek, faille de 663-682
Starbird, Formation de 246, 249
Starlight, Membre d'Évaporite de 294, 302
Station Creek, Formation de 346, 812
Steele Creek, Complexe gabbroïque de 543
Stelkuz, Formation de 151, 158, 175, 602
Step, Formation de 289
Stephen, Formation de 191-193
Stephens, Pluton de 73
Stettler, Formation de 253
Stewart-Iskut River, district minier de 799, 805
Stikine, arche de 309, 331, 337, 513-517, 543, 648, 755, 798, 816
Stikine, Batholite de 543
Stikine, ceinture volcanique de 46, 415, 428-435, 450, 494, 530, 766, 866
Stikine, Suite de 334, 544, 572, 798
Stikinie 27, 329-339, 379, 508-515, 657-660, 755
Stoddart, Groupe de 281
Stolberg, champ gazéifère de 846
Stone, Formation de 224, 229, 782
Storelk, Formation de 278
Straight Creek, faille de 387, 396, 416, 570, 645, 716
Stubbs, faille de 318, 684
Stuhini, Assemblage de 25, 309, 329, 544, 548, 605, 648, 798
Stuhini, Groupe de 78, 329, 337, 512-515, 544, 657
Stuhini-Takla, arc de 513, 758
Sugar, Calcaire de 311
Sukunka, champ gazéifère de 847
Sullivan, Formation de 200, 201
Sullivan, mine 777-780, 814, 826
Sulphur Creek, orthogneiss de 313, 542
Sulphur Mountain, Formation de 290, 291, 298, 301
Summers Creek, faille de 653
Summit Creek, Formation de 376, 379, 524, 858
Sunblood, Formation de 211
Sunro, mine 813
Surprise Lake, Suite de 562, 573, 787, 797, 799
Survey Mountain, faille de 394, 808
Survey Peak, Formation de 199-201
Suquash, bassin de 395, 850, 857
Suquash, champ houiller de 857
Suquash, Formation de 857
Sustut, bassin de 22, 336, 379, 385, 446, 562, 601, 658, 763, 765
Sustut, Formation de 386
Sustut, Groupe de 337, 379-385, 401, 524, 606, 659, 763
Suture, Assemblage de 392, 393
Swan Hills, récifs de 245
Swannell, Formation de 151, 157, 602
Syenite Range, stock de 559
Sylvester, Allochtone de 35, 263, 318, 508, 597, 671, 692, 756, 790
Sylvester, bassin de 510
Sylvester, Groupe de 314-319, 325, 398, 509, 543

T

Tachek, batholite de 551
Taghanic, transgression de 219, 228, 245
Tahkandit, Formation de 289, 301
Tahltanien, orogenèse du 8
Tahtsa, Complexe de 568
Taiga, Formation de 194, 196
Taiga-Nahonni, zone de plissement de 709
Takla, faille de 660, 716
Takla, Groupe de 78, 320-324, 328-330, 512-517, 798, 850
Takomkane, Batholite de 795
Taku, Assemblage de 344
Taku, terrane de 343-344, 348, 560, 608, 630
Takwahoni, Assemblage de 329, 648, 798
Takwahoni, Formation de 331, 339, 515
Talston ,zone tectonique de 744
Tanglefoot, Formation de 192
Tango Creek, Formation de 385, 606
Tantalus, bassin de 652
Tantalus, Formation de 401, 446, 603, 652, 660, 716, 855
Tartu, Faciès de 419
Tasu, mine 555
Tatchun, Batholite de 320, 551
Tatla Lake, Complexe métamorphique de 561, 563, 607, 609, 660, 724, 726
Tatlmain, Batholite de 551, 617
Tats, Complexe volcanique de 345, 514
Tats, Volcanites de 514
Tatsieta, Formation de 220, 221
Tawu, anticlinal de 125
Taylor Creek, Formation de 389
Taylor Creek, Groupe de 340, 387-389, 645
Taylor Flat, Formation de 281
Tchaikazan, faille de 388, 642
Tegart, Formation de 211, 213
Telford, Formation de 283, 284
Telkwa, champ houiller de 855
Telkwa, Formation de 335-337, 517, 551, 605, 659, 799
Ten Mile Creek, massif de 548
Ten Peak, Pluton de 561, 568
Terrace, graben de 660
Teslin, faille de 22, 320, 401, 652, 660, 716
Teslin, Formation de 327
Teslin, fossé de 716
Teslin, zone de suture de 692
Teslin Crossing, Stock de 554
Tetcho, Formation de 253
téthysienne, province faunique 29
Tetsa, Formation de 121
Texas Creek, Granodiorite de 567, 582, 799
The Devastator 425
Thelon, zone tectonique de 98, 744
Thibert, faille de 320, 328, 652, 660, 716
Thistle, mine 810
Thor-Odin, dôme de 97, 595, 601, 664, 665
Three Guardsmen, Batholite de 807

Three Sisters, Pluton de 554
Three Sisters, Suite de 554, 572, 787, 792, 799
Thudaka, pluton de 558
Thundercloud, dykes de 541
Thundercloud, Formation de 146, 148
Tindir, Groupe de 141-144, 504, 781
«Ting Creek», intrusion de 564
Tintina, faille de 21, 44, 311, 378, 507, 522-530, 558, 646, 713-716, 786
Tintina, sillon de . 5, 150, 378, 381, 396, 522, 713-716, 765, 857
Tip Top Hill, Formation de 524, 561
Tip Top Hill, volcanites de 380
Tipperary, Formation de 211, 213
Titkana, Formation de 190
Tkope, Pluton de 808
Tkope, Suite de 571
Tkope River, Batholite de 571
Toad, Formation de 290, 296, 298, 301
Tobermory, Formation de 278
Toby, Formation de 117, 159, 504
Tochieka, Gneiss de 96
Todhunter, Membre de 278
Tofino, bassin de 389, 396, 414, 447, 632, 850
Tofino, faille de 635
Tombstone, faille de 685
Tombstone, nappe de charriage de 685
Tombstone, Pluton de 559
Tombstone, Suite de 559, 573, 784
Tombstone Mountain, Formation de 111
Toodoggone, district minier de 799
Toodoggone, volcanites de 336, 337, 515, 551, 799
Topley, Intrusions de 69, 517, 548, 556
Topley, Suite de 548, 554, 567, 572, 605, 799
Torbrit, mine 799
Tosina-Chichagof, zone de 555
Totschunda, faille de 631, 719, 720, 723
Tracy Arm, terrane de 339
Trail, Gneiss de 595
Trail, Pluton de 553, 792
Tranquille, Formation de 381, 525
Trembleur, Intrusions de 795
Trevor, Assemblage de 370
Trevor, Formation de 373, 376
Trout Creek, assemblage de 383
Trout River, Formation de 252
Triune, Formation de 214
Tsalkom, Formation de 215, 317
Tsalkom, Roches vertes de 215
Tsaydiz, Formation de 151, 157, 602
Tsaytis, Pluton de 570
Tsetso, Formation de 208, 220
Tsezotene, bassin de 127
Tsezotene, Formation de 84, 127, 130
Tsichu, Formation de 281
Tuchodi, anticlinal de 106, 703
Tuchodi, Formation de 121, 122
Tulameen, bassin de 858
Tulameen, champ houiller de 857
Tulameen, complexe ultramafique de 544, 791, 816
Tulsequah, district minier de 798
Turnagain, pluton de 544
Turner Valley, champ pétrolifère et gazéifère de 846
Turner Valley, Formation de 278, 281
Turtleback, Complexe de 543
Tuttle, Formation de 253-257
Tuya, bassin de 386
Tuzo Wilson, monts sous-marins 483, 488
Twin Lakes, camp minier de 794
Twitya, arche de 204
Twitya, Formation de 144, 145, 148
Two Lake Creek, faille de 517
Tyaughton, Groupe de 341
Tyaughton-Methow, cuvette de . . . 340, 343, 366, 379, 384-389, 444, 519-523, 568, 718, 763, 765, 850
Tye, gisement de 860
Tyrwhitt, Formation de 278

U

Ucluth, Volcanites d' 393
Union Bay, complexe ultramafique de 806
Union Bay, Suite ultramafique de 556, 558, 560
United Keno Hill, mine 814
Uslika, Formation d' 324

V

Valdez, Assemblage de 390, 631
Valdez, Groupe de 390, 630
Valhalla, Complexe gneissique de 97, 563, 598, 601, 667, 724-726
Valhalla, dôme de 595
Valhalla, zone de cisaillement de 52
Valkyr, zone de cisaillement de 553, 563, 726
Vampire, Formation de 174-176, 178, 180
Van Creek, Formation de 115, 116
Vancouver Island, Suite de 572
Vangorda, Formation de 783
Vaseaux, Formation de 97
Vedder, Complexe métamorphique de 341, 646
Vedder, discontinuité de 646
Vega, Membre de Siltsone de 291, 292, 301
Vera, Formation de 108
Verde Creek, Pluton de 561
Victoria, mine 811
Virginian Ridge, Assemblage de 385, 389
Virginian Ridge, Formation de 389
Vital, faille de 513, 652, 660
Volcano Mountain, Complexe volcanique de 435
Vunta, Formation de 194, 208

W

Wales, Groupe de 161, 508
Wallace, Formation de 794
Wallace Creek, Batholite de 794
Wapiti, Formation de 377, 855
Wapiti, Groupe de 592
Wapiti, plate-forme de 290
Wark, Complexe de 552
Waterfowl, Formation de 191, 192, 200
Waters River, Membre de 306
Waterton, champ gazéifère de 846
Waterton, Formation de 111
Watt Mountain, Formation de 228, 245
Watt Mountain, hiatus de 228, 245
Waverly, Formation de 263-265
Wellgreen, mine 812
Wells Creek, volcanites de 343
Wernecke, Supergroupe de 117-119, 124, 131, 142-145, 745, 779, 861
Wernecke, zone de déformation de 131
West Coast, Complexe de 74, 395, 552, 554, 615, 635
West Kettle, Batholite de 794
Westcoast, faille de 414, 524, 635, 719, 808
Westcoast, Suite de 546, 552
Weston, faille de 153
Whatcom, bassin de 395
Whiskey Trail, Membre de 211
Whistler, Membre de 292, 301
White Creek, Batholite de 557
White Lake, bassin de 525, 563

White Lake, Formation de 381, 607
White Mountains, Formation de 228
White Mountains, plate-forme de 204, 208, 226
White River, Assemblage de 313
White River, Cendres de 435, 438, 530
White River, rentrant de 211-213, 216, 507
Whitehorse, cuvette de 21, 327-335, 338, 512-515, 649, 658,660, 716, 798,850, 855
Whitehorse, Formation de 290-294, 302
Whitehorse, segment d' .435
Whitehorse, Suite de 559, 799
Whitesail, faciès de 517
Whitesail, Formation de 336, 551
Whitestone River, Formation de 373
Whitewater, diorite de .543
Whitewater, faille de 317, 509, 684
Whittaker, Formation de 208, 782
Whudzi, Pluton de 558
Wildhorse, Batholite de 547
Wileman, Membre de 278
Willow Creek, faille de .745
Willow Creek, Formation de 377, 855
Wind River, culmination structurale de 708, 709
Windermere, Assemblage de 504, 663, 727
Windermere, bassin de .781
Windermere, Supergroupe de . . 95-98, 108, 116, 119, 122, 125, 130, 142-145, 150-160, 596, 601, 676, 780-782
Windsor, Formation de .193
Windy Craggy, gisement de 345
Windy McKinley, terrane de 313, 691
Winnifred, Membre de 294, 302
Winona, bassin de 488, 850
Winona, bloc de 485, 490
Winthrop, Formation de 389
Witch Lake, Formation de 842
Wokkpash, Formation de 221
Wolverine, Complexe métamorphique de . . . 97, 152, 316, 594, 601, 602, 727
Wopmay, orogène de 98, 744
Work Channel, linéament de . 565, 569, 608, 640, 713, 765, 805
Wrangell, ceinture volcanique de 416, 437, 438, 529, 530
Wrangell, Laves de 415, 616, 631, 719-721, 808
Wrangell, Suite de 571
Wrangellie 23, 27, 413, 420, 508-524, 613-616, 808-813

Y

Yahatinda, Formation de 230, 245
Yakoun, Formation de 389, 392, 633, 808, 811
Yakoun, Groupe de 340, 348, 514, 518, 857
Yakutat, Assemblage de 391
Yakutat, bloc de 44, 486, 723
Yakutat, Groupe de 391
Yakutat, terrane de 630, 632
Yalakom, faille de 10, 340, 387, 561, 607, 640, 645, 716-718, 727, 804
Yellow Aster, Complexe de 341, 543, 646
Ymir, Groupe d' 793
Ymir-Sheep Creek, district minier de 793
Yankee Belle, Formation de 158
Yanks Peak, Formation de 158, 177
Yohin, Formation de 280
Yukon, Groupe de 313
Yukon, faille du 141, 723
Yukon, plate-forme du 172, 178, 186, 193, 194
Yukon, zone de plissement du 276
Yukon-Koyukuk, bassin de 723
Yukon-Tanana, terrane de . . 311, 508, 522, 747, 754, 756, 789
Yusezyu, Formation de 150, 172

Z

Zeballos, stock de 563
Zone d'anomalie thermique de la Cordillère 42

NOTES

MAPS
NOT
FILMED

CARTES
OMISES